刘光鼎 主编

中國海區及鄰域
地质地球物理特征



科 学 出 版 社

066078

200357176

中国科学院科学出版基金资助出版

00545853

中国海区及邻域地质地球物理特征

刘光鼎 主编

编辑组成员

许薇龄 焦荣昌 李唐根

董贻平 傅妮莉

P/5/68

石油大学图书馆（北京）藏书

科 学 出 版 社

1992

（京）新登字 092 号

内 容 简 介

本书是在地质矿产部30年来在海洋地质工作中取得的丰富的调查资料和研究成果基础上撰写的一部著作。它从地形地貌、地球物理、地球动力学、地质构造，以及盆地与矿产五个方面反映出中国海区及邻域独特的地质风貌和各种现象的内在联系和规律。其中关于大地构造发展演化历程，提出了全球构造的活动论和历史演化阶段论的新见解。

本书可供从事海洋地质、构造地质、油气地质和地球物理工作方面的生产科研人员及大专院校有关专业的师生参考。

中国海区及邻域地质地球物理特征
刘光鼎 主编
责任编辑 彭 斌
科学出版社 出版
北京东黄城根北街16号
邮政编码：100707
北京市怀柔县黄坎印刷厂印刷
新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售
*
1992年12月第一版 开本：787×1092 1/16
1992年12月第一次印刷 印张：28 1/4
印数：1—800 字数：628 000
ISBN 7-03-003391-4/P·662
定价：28.00元

GEOLOGIC-GEOPHYSIC FEATURES OF CHINA SEAS AND ADJACENT REGIONS

Editor in Chief: Liu Guangding

Editorial Group

Xu Weiling, Jiao Rongchang, Li Tanggen, Dong Yiping, Fu Nili

Science Press

1992

They can be divided into several segments, each of which has a different history of evolution. North China-Yangtze strip is divided into the littoral (east section of Lianyungang-the Yellow Sea and its extension to the Yellow Sea), Dabie and eastern and western Qinling segments; and the Yangtze-South China strip is divided into north Zhejiang (and its extension towards the sea area), Jiangxi—Hunan and Hunan—Guangxi segments. (2) The blocks coalesced at different times in different segments. For example, the coalescence in the littoral segment was about in Middle Proterozoic (Qingbaikou Group was the first cover layer in Jiaonan) when Dabie segment separated from North China Block; and the coalescence in north Zhejiang segment happened in middle Late Proterozoic, while east Hunan and west Jiangxi, at that time, saw a geosyncline development in a "remnant oceanic basin" as suggested by Mr. Shui Tao. Coalescence in this segment and separation in that one——the traverse accordion-type activity produced a longitudinal translation or oblique-cross shearing which became the location of the later sedimentary and tectonic activities, such as the Tancheng-Lujiang and Majin-Qingpu Faults in the early time. (3) Alternate closing and opening occurred in the same segment at different times. Closing here and opening there also means a longitudinal accordion-type activity. For instance, the Dabie segment separating from North China Block southwards to join the Yangtze Block may have consumed the oceanic crust between them, then it moved northwards to close the Late Palaeozoic sea trough in the north (which once had a rifted oceanic crust in the Qinling Mountains), and at last it overthrust wholly towards North China Block. (4) Therefore, there are two kinds of reworked oceanic crusts in the strip. One is the remnants (basin or trough) left by the transition from oceanic crust to continental crust since Proterozoic, the other is new-born oceanic crust formed due to the opening of the transitional crust. Both of them had a short extension (caecum-shaped) and small breadth and were not larger than a "small oceanic basin" on scale. Their consumption resulted in several events such as subduction (obduction) thrust, collision, collage, accretion and crustal growth, just like Prof. Guo Lingzhi's opinion (1986) on the record of middle Late Proterozoic ophiolite in South China. Kinematics of rigid plate is not suitable here. (5) The opening and closing or separation and coalescence happened at different phases of the large platform and Pangea formation stages. Sites with early activity either can be superimposed by late activity, i.e. the so-called "denterogenesis", including hypogene (ductile) shearing, magmatism and multi-metamorphism etc., or may be reworked by late activity, such as the changes in mechanical properties of compression, tension and torsion. We get used to dividing such phases with a certain movement, that seems correct from the angle of macro-control over alternate tension and relaxation of global tectonics, but specific details still remain to be discussed. Sengör (1985) thought that the threefold division (Caledonian, Hercynian and Alpine)

of orogenic movement has artificially separated relative events from each other and thus prevented our correct understanding. His view should be considered.

The above is the general situation of activity before dictyogenesis. During the early time of dictyogenesis, the blocks and strips, restricted by "two front lines" (Indosinian belt in the west and Diaoyu Island-Ryukyu belt in the east), were mainly characterized by the convergence of continents in which oceanic crust had been consumed(from Late Cretaceous during the late time of dictyogenesis, separation happened due to the effect of Indian Plate. But the southern blocks, perhaps with Lingfeng nucleus as an exception, were still mostly controlled by convergence, so that there were only some small basins formed from Jinghua-Quxian to Hengyang). Relatively high impedance of the continental crust made the convergence widen in dimension and differentiate at levels. For example, the littoral segment of North China -Yangtze strip influenced Wulian Fault or even further north, and a large amount of granite in Jiaodong had an age of 380-200Ma. Southern-facies Carboniferous gravels found in Jurassic conglomerate in the thrust Laiyang Basin, indicate the expansive process of convergence. "West Lianhuang Fault" to the south of the Dabie segment was not as intensive as that on the north, which had pushed its influence much further to the south of the Huaihe River. The Jiangshan-Shaoxing Fault Zone in the Yangtze-South China strip, according to Mr. Shui Tao's studies, had several "Denterogenesis", while thrust activity generally occurred in north Zhejiang and from south to north Jiangsu. West of the Chaling-Chenxian Fault, the thrust phenomena were found in the wide area from central Hunan to east Guizhou, some NNE-trending "large deep faults" in the east may be the reworked thrusts. These two strips seem to have the following characters in common: (1) They were asymmetric as a whole, and thrust towards north and northwest had a much larger extent. (2) Folds and low-angle thrust developed in sedimentary cover layers, while high-angle décollement happened to metamorphosed basement (no matter what the ages were). The inclination of basement décollement may have become gentle at different depth levels. They may also have resulted in crustal melting and magmatic activity.

This association of cover thrust and basement décollement at multiple levels, is a type of thin-crusted tectonics. Prof. K. J. Hsü put forward the Alpine-type (thin-crusted) collision model and applied Appalachian tectonics to the tectonics of South China Block. Though this has a great significance of inspiration, the following deserve to be discussed: (1) The thin-crusted tectonics of China developed with neither oceanic crust nor "geosyncline" available and thus had no "toothpaste" (i.e., oceanic crust) to squeeze, therefore, it could not take the "bird-head" shape which is typical of the Alpine type. (2) The thrust and décollement occurred in heterogeneous media of multiple phases, lacking the "original continuity", and

therefore were not as lucky as the south Appalachian which experienced "anastomosis" only once, and they took place not along a smooth "sole" but along ramps of different levels. (3) Although the word, "dictyogenesis", came from European Hercynian Zone which was thought to have been broken later, the squeezing of continental crust was obviously more intensive in eastern China due to the effect of the Pacific Plate. Perhaps these were activities characteristic of China's thin-crusted tectonics during the"macro-plate phase". The original "block" (including "nucleus" and its periphery) saw folds and thrust taking place because of the development of sedimentary cover, while the original "strip", on the contrary, turned to show high-dip-angle thrust or strike-slip faults. The development of such a tectonic pattern has made it very difficult to determine a limit between the blocks and strips and thus it is also difficult to name them. The terms such as trough, platform, plate and terrane are all limited to a certain degree in definition. And it seems proper that Prof. Wang Hongzhen has used the names of"continent and continental margin domain". Here, there are two kinds of continents and continental margins. One is the part of the present-day's west-east zonation from the macro-plate phase, and the other includes blocks and margins, which were constituent parts of Pangea and now have been wholly involved in a new continental margin, but are still playing their roles in "north-south blocks". The subject, "tectonic evolution of continental margin", drawn up by Department of Marine Geology of Tongji University, is aimed at analyzing thus-formed dictyonal framework and understanding its time-space tectonic situations. In fact, this is a very complicated problem about three-dimensional changes which were evolving with time.

There was another strip between South China Block and the South China Sea. I once suggested that there be a pre-Late Cretaceous "active margin" going from the Red River, crossing the southern tip of the Hainan Island and then extending towards the northern continental slope and shelf of the South China Sea. Prof. Wang Hongzhen also thought that here existed an arcuate Hercynian-Indosinian fold belt and pointed out that the convergence zone of South China and the South China Sea continents may have passed through the Qiongzhou Strait. According to the above-mentioned thin-crusted thrust between North China, Yangtze and South China Blocks, the southeast Fujian and Guangdong coastal zones should have been the frontal areas for this activity. The marine-facies Triassic-Jurassic strata found here was an extraneous body which had been thrust onto South China Block? But it is very difficult to make this problem clear due to N-S-trending fault, migration, intensive magmatism and metamorphism, so we have to closely combine with the studies on geophysical field of the South China Sea. There are also different views on the origin of Cenozoic oceanic crust in the South China Sea. Perhaps it is just like the east and west of the Mediterranean that continent-drift theory and collapse-

subsidence theory are correct in a certain way respectively, or perhaps just like the case in Japan that buried continental fragments were coexisting with dispersely-spreading oceanic crust. All these problems to be solved should depend on the studies carried out during the mapping.

Just as I mentioned at the beginning, progresses in geoscience depend upon repeated discussions and intimate cooperations between geologists and geophysicists. I believe that the geologists and geophysicists engaged in the mapping, will analyze and confirm historically and kinematically the various situations about sea and land areas, deep and shallow parts, early and late periods, and zonation and blocks etc., and use many others for reference, and then apply the various known patterns, but not stick to one pattern, to illustrating the features of China continental margins.

Zhu Xia

前　言

中国海区位于中国大陆东、南部边缘，介于欧亚板块和菲律宾海板块之间。它以独特的地质内涵、丰富的油气资源和重要的战略地位为国内外地球科学家所瞩目。它在全球构造格局中，处于十分特殊的地位。研究中国海区的形成和地质演化历史不仅涉及许多重大的地质理论问题，而且对海洋矿产资源的勘探和开发、环境保护，乃至预防地质灾害等方面都具有深远的实践意义和理论价值。

30年来，中华人民共和国地质矿产部先后在渤海、黄海、东海、南海开展了大量的以寻找油气为主的地质-地球物理综合调查工作，取得了巨大的成就，积累了丰富的基础资料和研究成果。

为了在整个中国海的高度上，系统而深刻地认识其地质规律，进而更好地指导各个海区的油气勘探工作，我们于1986—1989年间编制出《中国海区及邻域地质地球物理系列图》（比例尺1:2 000 000）及其说明书。我们以全球板块大地构造理论为指导，用综合地质地球物理研究方法，对过去30年的中国海洋地质地球物理工作进行了全面的总结，并取得一系列的重要理论认识。

系列图包括海底地形图、立体地貌图、空间重力异常图、布格重力异常图、磁力异常剖面平面图、地球动力学图、地质图、大地构造图和新生代盆地分布图等九幅。本书是在编制系列图的基础上，参阅了大量国内外的最新成果和文献资料，对中国海区的地质规律用文字形式给以系统的归纳和总结。它在地形地貌、地球物理、地球动力学、地质构造、盆地与矿产等五个方面对系列图进行补充和升华，力求深化认识。此外，我们还邀请了一些专家，针对某些海域的重要理论和实际问题，根据其多年研究成果进行了深入的专题论述。

本书论述的重点是中国海区。其“邻域”系指在地质构造上与上述海区密切相连或相关的水域和陆区，涉及的范围在0°—42°N、102°—140°E之间。

在理论上，以板块大地构造学说为指导，并提出了全球构造活动论和地质历史发展的阶段论；在方法学上，注重于地球物理的综合解释工作，以地质模型和岩石物性参数为纽带，通过地质资料与多种地球物理资料的结合、定性解释与定量解释的结合、正演计算与反演计算的结合和认识过程中的多次反馈，深化对各种地质地球物理现象及其内在联系的认识，从而得出切合实际的结论，这样能够较好地克服地球物理解释中的多解性，使地球物理研究工作始终保持正确的导向。

本课题得到朱夏和业治铮教授的精心指导，特别是朱夏教授为系列图的编制呕心沥血，直至临终还关注着本书的编纂和出版。他曾欣然同意为本书作序，但由于他不幸过早地辞世，使本书失去了一篇睿智而深刻的论文。为此本书重新发表1986年4月8日朱夏教授在为本课题立项时所作的《关于中国大陆边缘构造演化》一文作为“代序”，以寄托

我们的哀思和怀念。

我们认为，本书将板块构造学说运用于本区的研究取得了一定的成果，但有待研究的地学问题尚很多，围绕岩石圈板块构造又出现一些新的研究动向，诸如板块构造的动力机制以及研究区内的地体识别等问题都有待于今后进一步深入的研究和探讨。

本书的大部分作者虽然长期以来一直参与中国海区的地质调查和研究，但由于本书涉及地域广阔，学科众多，加上作者水平有限，书中难免存在缺点和错误，敬请读者指正。

本书是地质矿产部海洋地质系统全体成员长期辛勤劳动的结晶。在本书编写过程中还得到海洋地质系统以外的专家和教授的帮助和指导，中译英工作由马建华、韩林承担，在此一并致谢。

PREFACE

China seas are located in the east and south margins of China continent and between Eurasian and Philippine Sea Plates. They have attracted both Chinese and foreign geoscientists' attentions because of their specific geologic contents, rich oil and gas resources and important strategic positions. They are really in a very particular position in the framework of global tectonics. To study the formation and geologic evolutional history of China seas not only has to involve many important problems of geologic theory, but also is of deep practical significance and theoretical value to exploration and development of marine mineral resources, protection of environment and prediction of geologic hazards.

Since 3 decades ago, MGMR (Ministry of Geology and Mineral Resources) of P.R. China has carried out a lot of comprehensive geologic-geophysical investigations with the aim at finding oil and gas in the Bohai Sea, Yellow Sea, East China Sea and South China Sea, and has achieved great success in the work. A lot of basic data and results have been got.

In order to systematically and deeply understand the geologic law of the whole China seas and then further guide the petroleum explorations in all the sea areas, we compiled, during 1986-1989, the "Map Series of Geology and Geophysics of China Seas and Adjacent Regions" (on the scale of 1:2 000 000) and its caption, which were finished under the guidance of global plate tectonic theory and with comprehensive geologic-geophysical studies as the method, and are considered as a thorough sum-up of China marine geologic and geophysical work for the past 30 years and also as a display of a series of important theoretical knowledge.

The "Map Series" consists of 9 maps, namely, Map of Sea-Floor Topography, Map of Geomorphology, Map of Free-Air Gravity Anomaly, Map of Bouguer Gravity Anomaly, Map of Magnetic Profiles, Map of Geodynamics, Map of Geology, Map of Geotectonics and Map of Cenozoic Sedimentary Basins. This book, written on the basis of the "Map Series" and with many latest results and data at home and abroad for reference, tries to summarize the geologic law of China seas in the form of writing, and it will complement and improve the "Map Series" in the aspects of topography and geomorphology, geophysics, geodynamics, geologic structure and basins and minerals, on purpose to deepen our understanding of the sea areas. In addition, we have invited some experts to give their specific discus-

sions on the important theoretical and practical problems about some certain sea areas, in terms of their rich experiences and research results.

This book is with the emphasis laid on China seas and adjacent regions. "Adjacent regions" here means water and land areas (0°—42°N, 102°—140°E) which are closely linked or related with China seas in geologic structures.

Theoretically, mobilistic theory of global tectonics and stage theory of geologic history are advanced under the guidance of plate tectonic theory; and methodologically, we have paid great attention to the comprehensive interpretations of geophysics. By making use of geologic patterns and physical-property parameters of rocks, we combined geologic data with geophysical data, qualitative interpretation with quantitative interpretation and positive calculation with inverse calculation, and had several feedbacks during the process of cognition. With these methods, various geologic and geophysical phenomena and their internal relations have been made clear, conclusions that are geared to actual circumstances have been drawn, and thus a geophysical interpretation has been avoided from multiple solutions and geophysical studies can be kept going in a correct direction.

Prof. Zhu Xia and Prof Ye Zhizheng gave their careful instructions to the mapping project. Especially, Prof. Zhu Xia exerted his utmost to help the compilation of the "Map Series". Even on his deathbed, he was still thinking of the compilation and publication of this book. He once readily agreed to write a preface for the book, but, to our great sorrow, he left the world too early to realize his wish, so our book has lost a wise and profound paper from him. To cherish the memory of Prof. Zhu Xia, we will, in the book, republish his article "On the Evolution of Continental Margins of China", which was his speech at the meeting of compilation of the "Map Series" on April 8, 1986, and use it as the "Introduction" of the book.

We think that, by applying plate tectonic theory to the studies of China seas and adjacent regions, we have acquired some great results, but many geoscientific problems still remain to be studied and solved, as some new trends in the studies of lithospheric plate tectonics have appeared now. For example, what is the kinetic mechanism of plate tectonics? and how to recognize the geologic bodies in the study area? All these should be further approached and studied in the future.

Although most of the writers of the book have been long participating in the geologic investigations and researches of China seas, the book cannot help having some shortcomings and mistakes, because it involves so wide a territory and so multiple subjects and also because we have a limited range of knowledge. Any criticisms are welcome here.

This book is the fruit of long and hard work of all the geologists from marine geologic units of MGMR. Of course, it has been given help and instructions by

experts and professors from other than marine geologic units. And, the work of translation has been done by Ma Jianhua and Han Lin. We hereby express our thanks.

Liu Guangding

关于中国大陆边缘构造演化
——代　序

自魏格纳以来，经过几代地质学家同地球物理学家的反复讨论和亲密协作，以“陆移洋换”为中心思想的活动论已深入人心。可是陆怎样移?洋怎样换?有哪些运动机制?有什么历史变化?都还在研究之中，为人们所关心。大陆边缘的性质、范围等，各处很不一样，太平洋两侧就很不对称。这次编制的《中国海区及邻域地质地球物理系列图》的范围，其西界定在东经102°，还包括了比美国西部大陆边缘宽广得多的海域与陆区。海域的信息主要靠地球物理学家来汇集和解释，地质学家则应该更多地联系海陆，研究其历史演化。

大家都承认在图幅范围内的中国东部，北北东的新华夏构造指向占有优势。渤海—黄海—东海本身就是呈北北东的雁行排列。渤海为郯庐断裂所贯穿。黄海面临福建-岭南火山岩带。东海同钓鱼岛隆起-断裂带密切相关。广而言之，所谓“三个沉降带”、若干“深大断裂”、中生代岩浆活动带、引人注目的重力梯度、明显的莫霍深度变化趋势等，都同这种“东西分带”息息相关。这是从中生代以来太平洋板块早期向北，继而向北北西移动对欧亚板块中国部分施加影响的积累后果（当然也有印度板块的影响，尤其是晚白垩世以后）。但是，近从渤海、黄海、东海以至南海的横向关系，远至琉球群岛的北、中、南分段差异，又都同陆区地质研究，特别是盆地分析所提出的“南北分块”互为印证。我在这里想着重说一下后一个问题。

系列图范围不包括东北、大西北和青藏地区。在编图范围内从北向南可以分出大家所熟悉的华北、扬子、南华、南海四个块及其间的三个条。这里先用条、块这种通俗的名称，以下再说其属性。它们的聚合大致以印支运动为标志，包括二叠、三叠纪的“过渡阶段”。侏罗纪—早白垩世时进一步强化了“陆壳的榨挤”(squeeze or smash of continent)。南北指向的大规模平移、推掩等迹象明显地展示于“东西分带”的格局之中。二十多年前我曾引用变格运动(dictyogenesis)来概括这种情况。“dictyo-”这一字头原意是网格（如网格笔石，*Dictyonema*），表示自此时起中国东部有了近东西向（北西西—北东东）与近南北向（主要是北北东）构造指向的网络。把它译作“变格”是为了说明构造体制有了极重大的改变。这种改变在当时的冈瓦纳表现为大陆裂离，在北美西部以长距离向北移动的地体拼贴增生为主要活动，与之“殊途同归”，当进入最新阶段的板块运动时，联合起来的块和条，作为欧亚板块的中国部分，以新生的太平洋板块为对手而开展其东西分带的活动，同南北分块结合形成有中国特色的大陆边缘构造网络。近年来有一种新的研究动向，认为洋底扩张并不是大陆移动的原因，而相反地是其后果。这一观点值得在研究中国大陆边缘的构造网络时予以重视。

这个新的大阶段迄今只经历了大约2亿年，以前还有过10多倍于此的历史。王鸿祯

教授把它划分为成核（nuclei formation）、成台（platform formation），包括早期的过渡（transitional）和后期的稳化（stabilizing）、成陆（泛大陆，Pangea formation）三个大阶段，也把在巨板期（macroplate phase）以前的时期分为形成（formation）、微板（microplate）、板间（intraplate）三个构造期。它们都给予每个阶段（或期）以一定的时间界限。另一种设想是：每个阶段的起讫可否有迟早之差？其延续期间可否有久暂之分？如华北地块有明显的早于25亿年的核，而其它地区当时主要是洋壳。地球物理学家指出上、中、下扬子块的深部有“深变质层”，但其范围比在它之上的“浅变质层”小得多，所以罗志立教授称之为“孤核”。据康滇、鄂西等部分资料，它们属早元古代的可能性最大，而当时的华北已进入“成台早期的过渡阶段”。当扬子块在中元古代逐步完成向陆壳的过渡时，华北已属以长城-蓟县群拗拉槽（及其同时的边缘与盖层）为代表的成台后期“稳化阶段”。扬子块上也有这个阶段的拗拉槽，如浙西、皖南，但发生晚、历史短（震旦—奥陶纪、志留纪），范围也比同期的边缘（如湘西黔东）与台相的盖层小得多。随后在成陆阶段赶上了华北。看来二者之间有相同的前进程序而又有一定的时差（尤其是早期）。有如人类社会的发展那样，可分为原始公社以来的各个阶段，但在不同的地方各阶段的发生与历程有早晚、长短、快慢之别，也可以有迟滞、超前甚至逾越的情况。这是发展史与编年断代史的着重点不同之处。

如果把这一“同序时差”观点应用于南华块，似可作这样的比拟：成核阶段——中元古代（陈蔡群、建瓯群、灵峰群的主要年龄值为14—18亿年）；成台过渡阶段——晚元古代到晚奥陶世（早加里东“优地槽”）；稳化阶段——志留—石炭、二叠纪的不同走向、不同内容的拗拉槽（“冒地槽”）；成陆阶段只有短暂的和范围有限的迹象，如沿海地区的上古生界—三叠系，也都在相似的程序上，南华比扬子差一个“时间级”。可是在历史的洪流中，三者被一起推进了变格的新阶段。即成陆后或巨板活动的阶段，共同接受了“东西分带”的新体制与新格局。对南华一直有两种不同看法，即加里东地槽和华夏古陆。关于前者，多数人都同意有洋壳海底与岛弧块体相并列，但沟弧盆的模式难以适用。关于后者，随着新的发现（如海区的灵峰、沿海的舟山等地古老地层的发现），其范围更加扩大，但是否早就连结成为一个大块，还嫌证据不足。可否设想这样一种状态，即在一片较广大的洋壳上存在着一些分散的趋于上浮的块或带。当洋壳不具备更新（扩张）的条件而块带有聚合的趋势时，后者之上可以有亲洋的火山弧以及硅质和碳酸盐岩等发育，前者则以洋壳上的地槽型式转化为陆壳。然后二者作为一个整体以多种方式（碰撞、拼贴、增生等）同相邻部分相接触。在“环太平洋地体图”上西太平洋非新生洋壳部分的洋底高原、海山、洋岛、岛脊等的分布显示了这种初始状态，虽然对它们的形成机制还不清楚。晚元古代至早古生代的南华，乃至中元古代的扬子、早元古代的华北，未转化的洋壳与新成长的陆壳（“核”）是不是也曾经有这种状态？

对南海我所知甚少。永兴岛有大于15亿年的年龄记录。王鸿祯教授最近认为海南岛的五指山带是南海地台的边缘，并有一条通过琼州海峡的晚海西—印支期的南海-南华接合带。这些创见对我有很大的启发。

这几个不同块的不同时代的核，看来都同新阶段（中新生代）的油气盆地有关，如华北块的鄂尔多斯（陕甘宁）与冀鲁（渤海湾），扬子块的上段（川中）与下段（苏北—南黄海）。图幅以外，塔里木有个太古宙核，准噶尔和松辽也分别有一个为加里东（兴凯）

褶皱带所包围的核。东海和南海盆地（或其某些部分）是不是也有类似的"关系学"?至于核与非核部分、东部核（成陆阶段的沉积薄，成陆后的壳下侵蚀强，莫霍倒影关系明显，盆地形成期晚，断陷-拗陷叠加为主）同西部核（成陆阶段沉积厚，壳下侵蚀少，莫霍倒影关系不明，形成期早，断-拗结合）之上，盆地发育的差别包含了变格和其前各阶段的综合影响，不能在此多说了。

不同的块和同一块的不同部分所存在的历史的与运动的差异，势必集中地表现或反映在介于其间的条。华北与扬子、扬子与南华之间的条，有以下的一些特点：(1) 可分为各有不同演化历史的段落，如华北-扬子条分为滨海（连黄东段及其向黄海的延伸）、大别、东西秦岭段；扬子-南华条分为浙北（及其向海区延伸）、赣湘、湘桂段。(2) 块与块在各段的接合时期是不同的，如滨海段约在中元古代（胶南以青白口群为第一个盖层），而大别块则在此时同华北分离；浙北段在中晚元古代，而当时湘东赣西则是在水涛先生所说的"残洋盆地"上发育着地槽。这段合，那段分的横向手风琴式活动提供了纵向的平移或斜交的剪切成为后来的沉积及构造活动的场所，如早期的郯庐和马金-青浦断裂等。(3) 同一段在不同时间可交替出现闭合和张开。这一带闭合，那一带张开，也就是有纵向的手风琴式活动。如大别块向南离开华北并向扬子时可能曾使其间的洋壳消亡，后来又向北压缩了北面的晚古生代海槽（当时在秦岭有过拉开的洋壳），终于整体地向华北推卷。(4) 因此，在条内有两种被改造了的洋壳，一是从元古宙以来由洋壳向陆壳过渡时的残留部分（盆或槽），另一是因过渡壳被拉开而出现的新生洋壳。二者都延长不远（"盲肠式的"），宽度不大，不超过"小洋盆"的规模。它们的消亡包含了多种事件，如俯冲（逆冲）、碰撞、拼贴、增生和壳的成长，有如郭令智教授（1986）对华南中晚元古代蛇绿岩记录的看法。刚性板块的运动学不适用于此。(5) 这些开闭离合是在成台、成陆大阶段中多期发生的。早发生的部位有着后期活动的叠加印痕，即所谓"后生作用"(denterogenesis)，包括深成（韧性）剪切、岩浆作用、多次变质等，也可以为后者所改造，如压、张、扭性质的改变。我们习惯于用某一运动划分这种期次，从全球构造张弛交替的宏观控制来说是正确的，而具体细节还有待斟酌。Sengör(1985)的意见，即"传统的造山运动三分法（加里东、海西、阿尔卑斯）人为地把相关事件分裂开来，妨碍了正确的认识"是值得注意的。

这是变格以前的一般活动情况。对于为"两条锋线"(西部的印支带、东边的钓鱼岛-琉球带)所限制的这些条和块来说，早期变格运动的基本特点是在洋壳已耗竭殆尽的陆壳组合上发生的敛合作用(后期自晚白垩世以来因印度板块的作用而发生裂离，但南块（也许"灵峰核"除外）仍较多受敛合作用的制约，以致只有从金衢到衡阳一线的较小盆地)。陆壳的较高阻抗使敛合涉及的领域扩大而且有层次的分异。如华北-扬子条的滨海段影响到五莲断裂或更北，胶东的大片花岗岩有 380—200Ma 的年龄。被推掩的莱阳盆地侏罗系砾岩中有南相石炭系砾石，表示敛合领域的扩展过程。大别段南侧的"连黄西段断裂"表现不如北侧的强烈，后者的影响更远及淮南。扬子-南华条的江绍断裂带按水涛先生的研究有多种"后生作用"，而推掩活动则普遍出现于浙北、苏南一直到苏北。茶陵郴县断裂以西，推掩现象见于湘中到黔东的广大地区，其东的一些北北东向"深大断裂"可能是被改造了的逆冲断层。这两个条看来有这样的共同性：(1) 整体是不对称的，向北和北西的推掩范围大得多；(2) 在沉积盖层中发育了褶皱和低角度的推掩，在变质基底（不

管其时代）上则是高角度的拆离，后者可能在不同水平的深度上变得平缓，也或许发展为地壳熔融与岩浆活动。

这种多层次的盖层推卷和基底拆离的结合是薄壳构造的一种类型。许靖华教授创立了薄壳碰撞的阿尔卑斯模式并以阿巴拉契亚的模式来说明南华的构造是很有启发意义的。值得讨论的是：（1）中国的薄壳构造是在没有洋壳和“地槽”的条件下发生的，无“牙膏”可挤，所以不能形成阿尔卑斯的“鸟头状”。(2)它发生在多期性的不均一的基础上，缺乏“原有的连续性”，所以没有阿巴拉契亚南段那种“只受到一次‘吻合手术’的幸运”，运动的发生不是沿着一个平整的底板而是依从了不同层次的梯道。（3）虽然“dictyogenesis”一词引自被认为受了后来碎裂的欧洲海西带，但中国东部在太平洋的影响下，陆壳榨挤的作用显然更强烈。这些也许就是“巨块阶段”的薄壳构造活动表现在中国的特色。在这种活动中，原来的“块”包括“核”及其周边，由于有沉积盖层的发育而显示了褶皱和推掩，原来的“条”反而表现为高倾角的冲断或平移。这种形势的发展使得块和条之间的界限很难划清。对条和块的命名也因此而有困难。槽、台、板块、地体等术语都有定义上的一定限制。王鸿祯教授使用了大陆和大陆边缘域的名称是恰当的。这里有两种大陆及其边缘，一是巨板块期以来的，即今天“东西分带”的部分，一是作为泛古陆组成部分的陆块及其边缘，它们已被整体地包含于新的大陆边缘中，但仍显示其“南北分块”的后继作用。同济大学海洋地质系所拟议的“大陆边缘构造演化”课题就是想分析因此形成的网络，了解其上下古今、纵横捭阖的情况。这实质上是一个随时间而演化的三维空间变化的极其复杂的问题。

南华与南海之间还有一个条。我曾设想过有一条从红河通过海南岛南端向南海陆坡、陆架延展的晚白垩世前的“主动边缘”。王鸿祯教授也认为这里有一个海西—印支期的弧状褶皱带，并指出南华南海大陆的对接带可能经过琼州海峡。如果从上面所说华北—扬子—南华之间的薄壳推掩情况看，闽粤东南部沿海地带应是这一活动的前沿阵地。这里的海相三叠—侏罗系是否是推掩到南华块上的外来体？由于南北向断裂推移和岩浆、变质作用的强烈，了解这一问题的难度很大，而且必须同南海地球物理场的研究密切联系。对南海新生代洋壳的成因还有不同看法，或许像地中海的东部和西部那样，漂离论者与塌沉论者各有其正确之处，也或许像日本那样，埋藏的陆壳碎块和分散扩张的洋壳并存，这就更有待于编图过程中的研究了。

正如开头所说、地球科学的进展有赖于地质学家与地球物理学家的反复讨论与亲密协作。我相信参加这次编图工作的地质学家与地球物理学家们必须对海域与陆区、深部与浅部、早期与晚期、分带与分块的种种情况从历史的与运动学的方面来分析印证，多所借鉴，运用已知的种种模式，而又不拘一格，阐明中国大陆边缘的特色。

朱夏

ON THE EVOLUTION OF CONTINENTAL MARGINS OF CHINA

——By Way of Introduction

Through repeated discussions and close cooperations between geologists and geophysicists for several generations since A. Wegener, the mobilistic theory, with "continents migrating and oceans changing" as the central idea, has been widely accepted. But, how did continents migrate and oceans change? What was the kinematic mechanism and what were the historical changes? All these questions are still under study now, and have attracted people's attentions. The nature and extention of a continental margin are different in different places, and there is a great asymmetry on the two sides of the Pacific Ocean. The present mapping area of the "Map Series of Geology and Geophysics of China Seas and Adjacent Regions" is bounded on the west by 102°E, including sea and land areas much wider than the continental margirn on western United States. Data about sea areas are collected and interpreted mainly by geophysicists, while geologists should pay more attention to the relation between sea and land in order to study their historical evolutions.

It is well known that eastern China, within the mapping area, has a dominant NNE direction of New Cathaysian Structure. The Bohai Sea, Yellow Sea, and East China Sea arranged themselves in NNE en echelon pattern. The Bohai Sea is cut through by the Tancheng-Lujiang Fault. The Yellow Sea faces the Fujian-South Nanling Volcanic-rock Belt. And the East China Sea is closely related with the Diaoyu Island Uplift-Fault Zone. In a general sense, three so-called "subsidence zones", many "large deep faults", Mesozoic magmatic active zone, conspicuous gravity gradients, and obvious changing trends of Moho depths, all have a lot to do with such "west—east zonation". This was an accumulative result from the influence on China part of the Eurasian Plate exerted by the Pacific Plate's first moving northwards and then north—northwestwards since Mesozoic (of course, the Indian Plate also brought some pressure to put on China continent, especially after Late Cretaceous). Nevertheless, transverse relation among the four seas (Bohai Sea, Yellow Sea, East China Sea and South China Sea) and different segment divisions in the north, central and south parts of the Ryukyu Islands, have all confirmed that continental blocks are arranged in rows from north to south (briefly, north—south blocks), which was pointed out during land-area geological studies, especially in basin analysis. In the following, I would like to lay emphasis on the latter problem.

The mapping area does not include northeast China, Great Northwest China

and Qinghai-Tibet regions. From north to south in the mapping area, four well-known blocks (North China Block, Yangtze Block, South China Block and South China Sea Block) and three alternate strips can be recognized. Here, I just use such common words as "strip" and"block", and their attribute property will be mentioned later. The coalescence of these blocks was generally indicated by Indonisian Movement, including the "transitional stages" in Permian and Triassic. "Squeeze or smash of continental crust" was further strengthened in Jurassic—Early Cretaceous. Large-scale N-S strike-slip faulting and thrusting marks are clearly shown in the "west-east zonation" pattern. Over 20 years ago, I once used dictyogenesis to summarize this phenomenon. "dictyo-", originally meaning "network" (for example, *Dictyonema*), here indicates that eastern China, from then on, began to have near-W-E (NWW-NEE) and near-N-S (mainly NNE) dictyonal tectonic framework. I translated it into Chinese only on purpose to indicate that tremendous changes had taken place in tectonic regime. These changes were represented at that time by continental dispersal in Gondwana and mainly by accretion and collage of terranes, which moved northwards for a long distance, in the west of North America. The same significant geologic event also happened in China. During the newest stage of plate tectonics regime, the blocks and strips, combining to become the China part of the Eurasian Plate, began their "west-east zonation" (together with "north-south blocks") activities against the new-born Pacific Plate to form the continental-margin tectonic network of distinctive China features. Recently, there is a new trend of study, which considers ocean-floor spreading not as the cause but as the effect of the continental migration. Great attention should be paid to this opinion when studying the tectonic network of China continental margin.

Such a new, large stage has had only a history of about 200Ma up to now, and before it, there was already a history more than 10 times longer. Prof. Wang Hongzhen divided the latter into 3 large stages——nuclei formation, platform formation (including transition in the early time and stabilization in the late time) and Pangea formation and also divided the history before macro-plate phase into 3 tectonic phases (formation, micro-plate and intraplate). Each stage(or phase) was given a certain time limit. There is another opinion: is it possible that each stage had a different beginning, or its duration was longer here and shorter there? For example, North China Block has a nucleus evidently older than 2 500 Ma, and the rest of the block was mainly oceanic crust at that time. Geophysicists have pointed out that deep in the upper, middle and lower parts of the Yangtze Block, exists a "hypometamorphic rock layer", much smaller in extent than the "epimetamorphic rock layer" above it, and therefore Prof. Luo Zhili has considered it as an "isolated nucleus". According to some data from northwest Yunnan and west Hubei, the hypometamorphic rock layer could most probably belong to Early Proterozoic, when North

China had already come into the "transitional stage in the early time of the platform formation". When the Yangtze Block completed gradually its transition towards continental crust in Middle Proterozoic, North China had already entered the "stabilization stage in the late time of the platform formation" represented by the Changcheng-Jixian group aulacogen (and the synchronous margins and covers). The Yangtze Block also had some aulacogens of the same stage, such as the ones in west Zhejiang and South Anhui, but these aulacogens had a younger formation time and a shorter history (Sinian—Ordovician and Silurian), and also their extent was much smaller than that of margins at the same time (such as the ones in west Hunan and east Guizhou) and platform-like covers. Consequently, the Yangtze Block caught up with North China during Pangea formation stage. In looks as if the two had the same evolution sequences but there were some duration differences (especially in the early time). Just like the development of human society, it has been divided into several stages since the primitive commune, but each stage had a different beginning (early or late) or a different duration (long or short) or a different speed (quick or slow) in different areas, and the stage may lag behind, come in advance or even go beyond. Here we can see the significant difference between development history and chronological history.

If we apply such opinion of "the same sequence and different duration" to the South China Block, there may be a comparison like this: nuclei formation stage——Middle Proterozoic (Chencai Group, Jian'ou Group and Lingfeng Group are mainly 1 400—1 800Ma in age); transitional stage of platform formation——Late Proterozoic—Late Ordovician (early Caledonian "eugeosynclines"); stabilization stage——Silurian—Carboniferous and Permian aulacogens ("miogeosynclines") of different strikes and contents; Pangea formation is only shown by transient and extent—limited marks, such as Late Palaeozoic—Triassic rocks in the coastal areas, that is to say, a "time-scale" difference exists between South China and Yangtze Blocks in the similar sequence. But in evolutional history, the three blocks were all pushed into the new stage of dictyogenesis, and they all underwent the new regime and framework of "west-east zonation". There are always two different views on the character of South China Block, that is, whether it is a Caledonian Geosyncline or a Cathaysian Landmass. As a geosyncline, most people are agreed that sea floor of oceanic crust is juxtaposed with island-arc blocks, but the trench-arc-basin pattern is not applicable. As an ancient landmass, its extent has been further expanded with new discoveries (for example, the discovery of Lingfeng Group in the sea area and Chencai Group in Zhoushan Islands), but the evidences are not strong enough to indicate that they had already combined into a large block. Perhaps there may be such a state that some scattered blocks or strips with floating-up tendencies occurred in a large stretch of oceanic crust. When the oceanic crust was not qualified

for spreading and the blocks (or strips) had the tendency to coalesce, volcanic arcs which were akin to oceanic crust or siliceous and carbonate rocks may develop on the latter, and the former may turn into a continental one in the form of geosynclines in the oceanic crust. Then the two, as a whole body, began to contact with their neighbours in various ways (collision, collage and accretion, etc.). In the "Circum-Pacific Terrane Map" (1983), the distribution of submarine plateaus, seamounts, islands and island ridges in the non-new-born oceanic crust of the west Pacific have revealed this primary state, although we are not quite clear on their formation mechanism. Whether or not the unchanged oceanic crust and newly grown-up continental crust ("nucleus"), in South China Block of Late Proterozoic—Early Palaeozoic, and even in the Yangtze Block of Middle Proterozoic and North China Block of Early Proterozoic, once had the same state?

I know little about the South China Sea. The Yongxing Island has an age record of more than 1 500 Ma. Recently, Prof. Wang Hongzhen thinks that the Wuzhi Mountain Belt of the Hainan Island is the margin of the South China Sea Platform, and that a late Hercynian—Indosinian South China Sea-South China Block Juncture Zone goes through the Qiongzhou Strait. These original ideas have greatly inspired me.

These nuclei of different time schedules in the different blocks all seem to be related with modern (Mesozoic and Cenozoic) oil- and gas- bearing basins, such as Ordos (in Shaanxi-Gansu-Ningxia) and Jilu (in the Bohai Bay) Nuclei of North China Block and the upper section (in central Sichuan) and lower section (in North Jiangsu—the South Yellow Sea) of the Yangtze Block. Apart from the map area, an Archean nucleus is in the Tarim Basin, and also the Jungar and Songliao Basins each have a nucleus surrounded by Caledonian and Xingkaian Fold Belt respectively. Whether or not such a "relationship" can be found in the East China Sea and South China Sea Basins (or some parts of them)? As for the differences of basin development resulting from the comprehensive influences both from dictyogenesis and the stages prior to it in nucleus and non-nucleus parts and in east nuclei (during Pangea formation, sediments were thin, and after Pangea formation, undercrust erosion was strong, inverted Moho image wes clear, basins were late in generation and superimposition of fault subsidence and downwarp subsidence was dominant) and west nuclei (sediments were thick during Pangea formation, and erosion was weak, inverted Moho image was unclear, basins were early in formation and fault and downwarp were combined), I cannot say any more here.

In different blocks or in different parts of a block, the differences in history and movement must be concentratedly showed or reflected in the strip between the blocks (or the parts). The strip between North China and Yangtze Block; and that between Yangtze and South China Blocks are characterized by the following: (1)

目　录

第四篇 地质构造

第五篇 盆地与矿产

CONTENTS

PART III GEODYNAMICS

PART IV GEOLOGIC STRUCTURE

PART V BASINS AND MINERAL RESOURCES

第一篇　地 形 地 貌

地 形 特 征

中国海区包括渤海、黄海、东海和南海，以及台湾岛以东海区。其邻域系指东亚大陆部分陆地及西太平洋部分洋底。这一广袤地域位处欧亚和菲律宾海两大板块衔接地带，同时还受到来自印度洋板块活动的深刻影响。新生代以来板块间强烈地相互作用，造成了非常鲜明的构造地形，地势反差巨大，形态类型丰富多彩，尤其是沟、弧、盆形态体系，构成了活动大陆边缘地形的最大特色。

一、三大地形单元的基本特征

中国海区及邻域包括三大地形单元，即大陆、过渡带和大洋，它们各具鲜明特征（参见图 1）。

大陆地形单元包括中国东部部分地区、朝鲜半岛和中南半岛（东部），以及环绕它们的大陆架。这一单元的特征是：①地形一般高度在 -200—2 500m 之间，是三大单元中平均高度最大的单元；②整个地形由西向东倾斜，包括了通常所说的中国地形的第三阶梯和一小部分第二阶梯；③新生代盆地被松散沉积物充填，形成广阔的沿海平原和堆积陆架。中国近海陆架是世界最宽阔的陆架之一；④山脉走向主要是北东向，其次是东西（或北西西）向，反映了新（北东）老（东西）构造叠加的格架。同时，由于外力侵蚀作用，等高线显得琐碎，但却完好地表现水系地形，很少有封闭的负地形；⑤海岸线及大陆架边缘线呈弧形向东南突出；⑥两大半岛地形颇为相似，东海岸轮廓皆向边缘海略微突出，山脉走向与海岸一致并近逼海岸，东陡西缓。

过渡带地形单元呈条带状分布在大陆与大洋两大地形单元之间，主要包括日本、琉球、台湾、菲律宾岛链，及它们外侧的海沟和内侧的边缘海盆。该单元的主要特征是：①它是位于大陆与大洋之间的巨大斜坡区，但并不是单纯的斜坡，地形显得十分复杂，起伏频率加大，海沟、岛弧和边缘海盆伴生，成为西太平洋边缘地形最大的特色；②地势反差巨大，本区内最高点加里曼丹岛上的基纳巴卢山（4 101m）和最低点菲律宾海沟中部（-10 497m）皆位于本单元；③地形走向主要是北东向，次要的是北西向，而北东向比大陆东缘的北东向地形显得更加明显，北西向显得比较隐蔽；④边缘海盆由于陆源物质供应充足，深海平原比较平坦。⑤位于过渡带边缘的海沟，是地球上最深的负地形之一。

大洋地形单元在图幅内包括菲律宾海盆、四国海盆和帕里西维拉海盆，它们是太平洋洋盆的一部分。此单元的地形特点：①是三大单元中平均高度最低的单元，海盆深度一般为 4 000m 至 6 000m；②基本地形形态也是海沟、海岭和海盆，构成洋缘沟、弧、盆地形体系。并且海盆面积广大，盆中有少量海岭、海山突兀其中，造成一种“广盆疏岭”的地形景观；③在菲律宾海中部，有一北西向的狭长深谷，两侧均有平行的海脊，

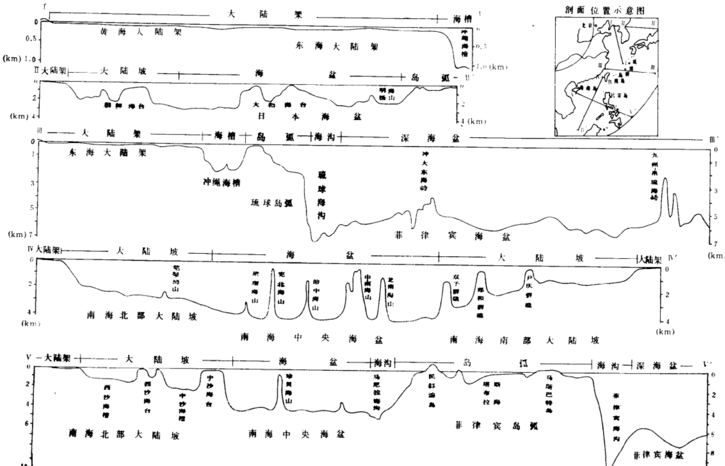


图 1　中国海区及邻域几个大的地形剖面

它们是一种小洋盆扩张的产物，类似大洋中脊雏型地形；④由于离大陆较远，陆源物质供应远不及陆缘海盆丰富，深海平原不甚平坦。

二、大陆地形单元

（1）中国大陆东部地形。该区包括我国东北南部、华北东部、华东、华南和部分西南地区。本区大体以大别山（31°N）为界，北部以大型平原为主，间有块状山地，南部以低山丘陵为主，间有小型平原和高原。辽河、黄淮海、长江下游平原，地势低起伏小，一般在海拔 50m 以下，只是在边部的洪积平原高度才上升到 100—150m，坡度变大。华南山地主要呈北东向伸延，粗略地划分三列，从东向西第一列是浙闽和粤东的戴云山、武夷山、莲花山等；第二列为湘赣边界的罗霄山、粤西的云开大山；第三列是湘西武陵山、雪峰山、黔东苗岭等。另一个次要的山系方向是东西（或北西西）向，主要是大别山和南岭。这些山地一般为 500—1 000m 低山，个别山峰可达 2 000m 左右。上述两组山系交织成网格，网格中间分布着小型平原和红岩丘陵。如洞庭、鄱阳两湖平原，湘赣两省中部红岩丘陵，珠江三角洲平原和广西喀斯特平原等。这种地形轮廓反映了中国东部老的东西向构造和印支运动以来的北东向构造叠加的格局。很多大的断层也明显反映在地形上，如大别山东端的郯庐断层，使山麓线犹如刀劈斧截。

中国大陆海岸线北起鸭绿江口，南至北仑河口，长达 18 000 多公里。海岸地形复杂，大体可分为山地基岩海岸和平原淤泥质海岸。基岩海岸岸线曲折，多港湾岬角，岸外多岛屿，如辽东半岛、山东半岛及长江口以南的华南海岸。淤泥质海岸比较平直，潮间带比较宽阔，如华北平原和苏北平原岸段。黄河、长江等河口三角洲向外淤涨迅速，地形变化很快。

（2）两大半岛地形。朝鲜半岛和中南半岛（东半部）地形颇有雷同。两者东部都面临着规模和形态相似的边缘海（日本海和南海）。海岸线皆向东凸出，略呈弧形，外侧陆架很窄。半岛北部皆有小片高原（盖马高原和上寮高原），太白山和长山均南北向伸延，东陡西缓，近逼海岸，山的西麓才出现平原。这种地形受控于半岛地块东高西低的掀斜运动，其根源可能和边缘海扩张活动有关。

（3）大陆架地形。中国近海大陆架是世界上最宽阔的大陆架之一，是典型的堆积陆架。如果从宏观构造地形角度看，它是十分单纯的。如果在 5—10m 间距等深线的较大比例尺地形图上，仍能显示丰富的外力地形细部。渤海和黄海是半封闭陆表海，全部属于陆架；东海和南海均具有深海盆地，陆架仅限于边缘部分。四个海区由北向南，陆架面积、坡度和外缘坡折处水深皆依次变大（表 1）。

渤海由辽东湾、渤海湾、莱州湾及中央盆地组成，地形向渤海海峡倾斜。在海峡北部的老铁山水道 50m 等深线圈出一个狭长的潮流冲刷槽。在辽东湾东南，10—20m 等深线形成指状圈闭，反映了潮流沙脊地形。

黄海镶嵌于中国大陆与朝鲜半岛之间。山东半岛突出于黄海之中，并将其分成南北两部分。北黄海地形是扇状向南倾斜。北黄海东部等深线密集、折曲，表现了著名的西朝鲜湾潮流沙脊地形。南黄海地形不对称，西缓东陡，一个南北向的槽谷偏向南黄海东侧，北浅南深，深度从 70m 增加至 140m。苏北岸外 40，50m 等深线明显呈舌状向东

表1　中国近海陆架地形数据表

名　称	面　积 ($\times 10^4 km^2$)	宽　度 (km)	平均深度 (m)	最深点 (m)	外缘一般深度和最大深度 (m)	平均坡度	资料来源
渤　海	8.27		26	80		28″	张家诚等,1986; 耿秀山,1981
北黄海	7.13		38	85		44″	耿秀山,1981
南黄海	30.94		46	144		西侧50″, 东侧1′40″	同上
东海陆架	70.0	135—604	78		150—160,192	1′07″	
广东陆架	23.0	140—280			150—200	3′—4′	鲍才旺,1987
北部湾	13.4	纵向642			150—200	1′—2′	同上
巽他陆架	约92	300—700			200—220	1′35″—3′26″	同上

南突出，反映古黄河和古长江联合三角洲。三角洲前缘比三角洲中后部坡度陡。在弶港岸外10—20m等深线反映出放射状潮流沙脊地形。朝鲜半岛岸外地形复杂，有很多溺谷，等深线呈若干指状指向海岸。在山东半岛顶端岸外，等深线明显地表现出海底阶地形态。从渤海、黄海低洼的谷地连线，还能勾勒出黄河、鸭绿江古河系的形迹。

东海陆架北宽南窄，大体以长江口为顶点，等深线呈扇状向东南展开。近岸50—60m等深线密度较大，显示水下岸坡前缘较陡的地形。在26°30′—29°00′N与123°—127°E之间，60—120m等深线，呈梳状折曲，反映一片规模较大的古潮流沙脊地形。东海陆架还有3—4级海底阶地。在东海陆架南部外缘有一个不连续的隆起脊，其出露水面者构成了我国的钓鱼岛、赤尾屿和黄尾屿等岛屿。台湾海峡地形较为复杂，水深一般几十米，北部有个地形“分水岭”。东南部等深线明显地表现出澎湖水道，伸向南海陆坡。在台湾浊水溪口外50m等深线向西突出，构成一个浅滩。在澎湖列岛西南40—50m等深线从闽粤岸外向东突出，几乎横亘台湾海峡，小于40m的等深线还有众多圈闭，显示活动沙丘，这乃著名的台湾浅滩。其基底由玄武岩构成，表层松散的沙质堆积，经潮汐波浪作用而成此地形。

南海北部陆架包括广东陆架和北部湾，地形也十分平坦，珠江和红河口外等深线也略向外突出，显示古三角洲特征。陆架上还发育3—4级海底阶地。在北部湾中部发育树枝状谷系。琼州海峡发育封闭状冲刷槽，东西出口有指状潮流沙脊。南海西部越南岸外，陆架较窄，一般40—70km。南海南部陆架包括泰国湾，以及马来半岛与加里曼丹之间的巽他陆架。我国最南领土曾母暗沙、南康暗沙就位于这个陆架东北部。湄公河口外等深线向南突出，发育一个颇大的古三角洲。在纳土纳群岛附近有两条庞大的树枝状的陆架谷系，分布在从60m水深至200m水深海底，谷深达20—30m，全长600km。

三、过渡带地形单元

我们按照从大陆向海洋方向顺序论述，即边缘海盆、岛弧和海沟。

(1) 边缘海盆地形。边缘海盆系指位于大陆与岛弧之间的边缘海的深海部分，它包括盆底深海平原和周边的大陆坡、岛坡。本区边缘海盆主要有日本海盆、冲绳海槽、南海中央海盆和苏禄海盆。

日本海周边的大陆坡、岛坡规模很大，地形复杂。朝鲜半岛东侧大陆坡水深从200

m 至 1 000m 一段，形态单纯，坡度较陡，角度可达 2°06′至 3°49′。1 000m等深线在大陆坡外侧又形成一些圈闭，其上地形和缓，构成朝鲜海台（表 2）。海台南北都有深海

表 2　西北太平洋大陆坡边缘海台地貌参数

海台名称	长 (km)	宽 (km)	台面水深 (m)	台脚水深 (m)
北大和海台	380	80	400—500	3 000
大和海台	400	85	280—330	3 000
柘洋海台	80	50	700—1 000	3 000
隐岐海台	100	70	<1 000	2 000
朝鲜海台	280	120	700—1 000	2 000—3 000
西沙海台	200	80	1 000	2 000—3 000
中沙海台	140	60	100	3 000—4 000
南沙海台	840	280	1 000—2 000	2 800—4 000

峡切割，北部有著名的元山深海峡谷。日本海南部陆坡，等深线从隐岐北向日本海中心形成一个巨大的乳突状形态。这就是隐岐海台和大和海台。隐岐海台位于隐岐岛北约 140km，海台长 100km，宽约 60—80km，脊部水深<1 000m，有的地段十分宽平。大和海台几近日本海中心，总体为北东向延伸，长 400km，宽 150km，顶部水深 400—500 m，最浅 236m，两侧坡度大者可达 25°。大和海台顶面并不十分平坦，进一步可分成大和海台、北大和海台和柘洋海台三个台面。中间还夹着规模较小的大和海槽（表 3）。在隐岐岛东北大陆坡上，还发育有隐岐海岭和隐岐海槽，二者呈北东向平行排列。日本海东南陆坡有富山海槽，垂直海岸方向，是岛上大断裂构造的延续。等深线可以明显表示出海槽特征，长约 260km，宽 36—56km，深 800—2 000m。海槽底部发育一条深海谷，并一直伸延到深海平原上，长达 500km。日本海东侧的岛坡上有佐渡海岭和最上海槽。日本海边缘海盆被伸向海盆中间的海台分隔成三部分，北部的称日本海盆，东南部的称大和海盆，西南部的称对马海盆。日本海盆最大，深度在 3 000m 以上，最深达 3 780m，由于海洋沉积作用，深海平原十分平坦。大和海盆和对马海盆面积较小，深度>2 000m，深海平原上孤耸着一些海山。

表 3　边缘海海槽主要地形数据表

名　称	走　向	长　度 (km)	底部宽度 (km)	深　度 (m)	资料来源
西沙海槽	EW弓形	400	10—14	1 500—3 400	鲍才旺，1987
中沙海槽	NE	300	20—40	2 600—3 400	同　上
南沙海槽	NE	650	20—80	2 800—2 900	同　上
西吕宋海槽	NS	210	30	2 400—2 600	同　上
北吕宋海槽	NS—SSW	250	20—40	2 600—3 600	同　上
富山海槽	NS	260	20—60	600—2 000	马道修（见本书）
隐岐海槽	NE	180	25—35	1 200—1 700	同　上
大和海槽	NE	180	15—25	2 100	同　上

南海海盆与日本海海盆在地形结构上颇为相似，特别是大陆（岛）坡上海台和海槽皆很发育。南海北部大陆坡西宽东窄，从 300km 至 150km，平均坡度 2°51′。海南岛东

南至珠江口外一段基本是单纯斜坡。东沙群岛陆坡的400m等深线向外突出，形成深水阶地。这种地形是大陆坡阶梯状断裂形成的。东沙至台湾西南一段陆坡上陡下缓，有两条深海谷，在坡脚汇成一支，注入南海东北的一个条形洼地。在这一段坡麓等深线呈扇状向外突出，构成深海浊积扇。南海西部大陆坡北宽（400km）南窄（200km），亦呈阶梯状，平均坡度仅51′33″。在北部陆坡和西部陆坡转折处发育西沙海槽，海槽略呈弓形，东部与中央海盆相通。西沙海槽南侧是西沙海台，1 000m等深线形成圈闭。在1 000m深的台面上，还有若干个200m等深线圈闭，这是珊瑚礁筑造的截锥状珊瑚体地形。有许多礁岛和暗礁露出或接近水面，形成了西沙群岛。在西沙海台以东发育另一个海台——中沙海台，2 000m至200m几条等深线呈同心圆状。200m以上台面平坦，四周台坡特别陡峭，南坡可达19°16′，形成4 000m高大海崖。中沙海台台面上有20多座暗礁、暗沙，构成了中沙群岛。中沙海槽位于中沙与西沙两海台之间。两海台以南陆坡岭谷相间，群峰突起，十分崎岖。南海南部陆坡宽达500—600km。主要由南沙海槽和南沙海台两个地形单元组成。南沙海槽又称巴拉望海槽，位于加里曼丹东北部和巴拉望岛西北岸外。海槽长约650km，呈北东走向，南宽北窄，南部宽达150km，深达2 800m，局部有突兀的海山和深渊（>3 000m）。南沙海台位于中央海盆与南沙海槽之间，呈北东向矩形展布，长约500km，宽约400km，顶面水深1 400—2 000m。表面不甚平坦，沟谷纵横，还有数十座截锥状礁体，形成六大礁群基座，含有230多座岛礁、暗礁、暗沙。南沙群岛露出水面者有25座。在南沙海台东北有一个巨大浅滩，面积比中沙海台还大，200m等深线圈闭，最浅处水深仅有10m，这就是礼乐滩。它可以看成是南沙海台的一部分，或单独称礼乐海台。南海中央海盆水深3 500m，南部4 200m，东北部有一个北北东向长条状洼地，4 000m等深线圈闭。海盆中部和南部也构成一个4 000m等深线圈闭。盆地中深海平原地形平坦，唯有十几座海山群孤耸平原之上，相对高度1 000—4 000m（表4）。其中黄岩海山露出水面数米，形成黄岩岛，这些海山都是海底火山喷溢造成的。

表4　南海深海平原上主要海山表（据鲍才旺，1987）

名　称	地理坐标	相对高度(m)	山体延伸方向	备　注
双峰海山	18°15′N，115°05′E	1 100	NEE	大洋玄武岩
玳瑁海山	17°40′N，117°05′E	1 000	EW	
石星海山	16°23′N，116°17′E	3 000	EW	
涨中海山	15°34′N，116°12′E	3 100	SE	
珍贝海山	15°02′N，116′32′E	3 800	NE	大洋玄武岩
黄岩海山	15°05′N，117°40′E	4 200	EW	
中南海山	14°03′N，115°22′E	4 000	SN	
大珍珠海山	12°54′N，116°37′E	1 000	SE	大洋玄武岩
宪北海山	16°37′N，116°41′E	3 800	EW	
宪南海山	15°55′N，116°44′E	2 000	SN	

冲绳海槽实际是东海东部的边缘海盆地，因为规模较小，而呈长条状，习惯上仅称之海槽。盆地呈北东向伸延，略呈弧形，长约1 040km，宽120km，北浅（700m），南深（>2 000m），最深点位于南部，深达2 719m。纵剖面上由东北向西南呈三级阶梯状变深。两侧陆（岛）坡较陡，坡度达2°51′，有很多阶梯状台坎。盆底深海平原较窄，亦

有少数海山分布。此外还有小型地堑洼地，构成“槽中槽”。

苏禄海为北东向的矩形海盆，四边被巴拉望岛、米沙鄢群岛、苏禄群岛和加里曼丹岛的沙巴包围。海盆四周岛架不甚发育，仅巴拉望岛东部岛架较宽。苏禄海中部有一条北东向的卡加延海脊，其东部 1 000m 等深线呈长条状封闭，海脊顶部有几个小礁岛出露海面。该海脊把苏禄海分成两个海盆，北苏禄海盆深 1 500—2 000m，盆底向西南倾斜。南苏禄海盆深 4 000—5 000m，盆底向东南倾斜，直至苏禄—三宝颜岛弧的岛坡坡脚一线深度最大，该线为一条消亡海沟所在。

（2）岛弧地形。岛弧包括露出海面的岛屿和海底的岛架与岛坡。从日本列岛，经琉球群岛、台湾至菲律宾群岛，可以视为一条高出两侧海底 7 000—10 000m 的雄伟山脉。日本列岛多山，只有狭小的堆积平原。在 138°E 附近形成了南北向的中央山脉，很多 >3 000m 的山峰座落于此。日本多火山，全境火山 200 多座，日本最高峰富士山（3 776 m）也是一座火山。西南日本面向菲律宾海一侧岛架比较狭窄，宽度 4—50km，外缘水深 200m 左右，坡度较大，可达 2°17′—2°51′。在九州与四国之间的濑户内海亦属于岛架。西南日本的大洋一侧岛坡上在深度 1 000—3 000m 有一个近于平坦的缓坡面，其外缘发育略微隆起的脊，这样就构成了宽浅的海槽，如日向海槽、熊野海槽等。地震剖面表明，它们是弧前盆地，被浊流沉积充填形成的。

琉球岛弧出露海面的岛屿面积较小，岛上的山地丘陵高度亦不大，仅屋久岛超过 1 000m。但琉球岛弧水下部分十分壮观，它的岛架相对比较发育，在宫古岛以北，200 m 等深线形成圈闭，地形平坦，虽然其上无岛屿出露，实际仍然是岛架。琉球弧大洋一侧岛坡，1 000—2 000m 深处出现一个明显的平台，构成深水阶地，也是弧前盆地被沉积物填平形成的。

台湾岛既无外侧海沟，也无内侧边缘海盆，但其地形和地质构造却与岛弧一脉相连，可视为特殊岛弧。高峻的中央山脉纵贯南北，主峰玉山高达 3 997m。中央山脉以西为台西堆积平原。台东山脉近逼东海岸，台东山脉与中央山脉之间是一条纵向谷地。地质资料表明，台东山脉是菲律宾海板块一部分，仰冲到台湾块体上。台湾纵谷即是板块缝合带。

菲律宾岛弧因为有东西双向海沟，地形显得十分复杂。位于群岛北部的吕宋岛就有东西两条山脉，中间平行发育一条断拗谷地。群岛中部的米沙鄢群岛也大体分成东西两列。整个群岛除岛与岛之间以外，周边的岛架皆十分狭窄，甚至近于消失。菲律宾岛弧东侧岛坡十分陡峻，而且中间无台阶地形。吕宋岛西部岛坡，发育西吕宋海槽，深度 2 000m 左右，形态宽浅。

在吕宋岛与台湾岛之间岛弧表现为两列海岭，中间夹着一条海槽。西边一条海岭是台湾中央山脉的水下延伸，顶部水深由几百米至 2 000m，高出两侧海底 2 000—3 000m。东边一条海岭连接着台湾台东山和吕宋岛的马德里山。其脊部出露部分形成巴布延群岛和巴坦群岛 以及台湾的绿岛、兰屿。两海岭之间的吕宋海槽，长达 240km，深达 3 000 多米。

巴拉望岛、加里曼丹岛东部也是岛弧一部分。加里曼丹岛东北部的基纳巴卢山高达 4 101m，是本区的最高峰。

（3）海沟地形。海沟大多分布在过渡带外缘，仅个别的分布在过渡带内部。海沟是

一种狭长状负地形，海沟和海槽在形态上相似，一般把深度＞5 000m 者称海沟，＜5 000 m 者为海槽。但如果从成因上考虑，仅把洋壳俯冲造成的这种地形称海沟，量划指标也不受上述限制，在分类上海沟和岛弧及边缘海盆并列，比海槽高一个级别。研究区内有四条海沟，即日本西南海沟、琉球海沟、菲律宾海沟和马尼拉海沟。日本西南海沟位于西南日本和四国海盆之间，走向北东，长约 700km，深度与四国海盆相差无几，最深点达 4 983m。由于洋壳俯冲减缓和浊流堆积作用的发育，海沟几乎填平。所以从形态角度也称其为"南海海槽"，只是考虑成因乃称为海沟。琉球海沟位于琉球群岛外侧，长约 1 250km，平均宽度 60km，一般深度＞6 000m，最深点位于冲绳岛东南 135km，深达 7 854m。海沟北部由于受大东海岭、奄美海台影响，出现不连续情况。菲律宾海沟位于菲律宾群岛的米沙鄢群岛和棉兰老岛东侧，呈北北西向延伸，长 1 400km，平均宽度 60 km，横剖面呈 V 型，一般深度＞8 000m，最深点约翰逊角海渊（10°25′N，126°41′E），深达 10 497m，是地球上最深点之一。海沟陆侧斜坡比洋侧斜坡短而陡，上部坡度达 5°42′，下部坡度达 11°46′。马尼拉海沟位于吕宋岛西侧，是位于边缘海中的一条海沟。该海沟长 350km，平均宽度 40km，深度＞4 000m，比南海中央盆地略深，最深点位于南端，深达 5 245m。

四、大洋地形单元

该单元仅包括西菲律宾海盆，四国海盆、帕里西维拉海盆一小部分，九州-帛琉海岭及硫黄-小笠原海岭。在这套洋缘沟、弧、盆体系地形中，还包括日本海沟（南部）和马里亚纳海沟、马里亚纳海岭等。

九州-帛琉海岭坐落于西菲律宾海盆与四国海盆、帕里西维拉海盆之间，绵延达 2 800 km 以上，宽度仅几十公里。北段北北西向，中段北北东向，南段近南北向。海岭相对高度在 1 000—3 000m 之间，岭脊很不连续，形成很多孤立岭峰，等深线呈断断续续的串球状，较高的岭峰深度仅 200—300m。

硫黄-小笠原海岭，顶部有少部分出露，构成日本伊豆诸岛、小笠原群岛和硫黄列岛等。这些大洋岛周围也发育较窄的岛架，海岭两坡地形多变，有台阶和海槽、沟谷等。

西菲律宾海盆一个重要地形特点是很多次一级地形单元为北西走向。在北部有大东海岭和冲大东海岭，前者长 200km，后者长 500km，而宽度仅几十公里，皆高出海盆底部 3 000—4 000m。海盆中部（15°—18°N），有一条北西向狭长的海渊，长 240km，宽 20km，相对深度达几百米，海渊两壁耸立着平行的海岭。海岭相对海盆盆底几百米。根据海渊两侧磁条带资料，确认是小洋盆扩张形成的小型中脊地形。在菲律宾海盆中有三个主要的海台。贝纳姆海台位于吕宋岛以东 200km，4 000m 等深线圈闭。台面深 2 000—3 000m，相对高度 2 000—3 000m，台面向四周缓倾。乌尔内塔海台位于台湾以东 700km，5 000m 等深线圈闭，顶面水深＜4 000m，相对高度较低，约几百米。奄美海台位于琉球岛弧的奄美大岛以东约200km，台面深 3 000m，台脚 5 000m，台面不甚宽广。西菲律宾海盆中部和南部深海平原面积较大，但由于沉积物较薄，地形并不平坦，有很多深水洼地，6 000m 等深线有很多负地形圈闭。深海平原上还有很多海山海丘，但规模不大。

四国海盆位于四国岛与本州岛岸外。盆地呈菱形，东北部和北部水深 4 000m，向西

南方向加深，可达5 000--6 000m，并有切割九州-帛琉海岭的通道与西菲律宾海盆相通。盆底深海平原亦不平坦。海盆中部有一列北西向排列的海山。四国盆地南与帕里西维拉盆地相连，后者中部有北东向槽谷地形。

中国海区及邻域地形是板块构造的形态表现。已获取的地质、地球物理资料能够很好地解释地形成因。反之，地形资料也为板块构造提供一方面证据。对该区地形成因简单概括如下：

（1）中国海区及邻域构造地形十分发育，三大地形单元主要反映大陆板块、大洋板块和两者边缘地形特征。大洋壳、大陆壳和过渡壳的密度差异，决定了区内地势大陆为最高，大洋为最低，过渡带则形成巨大斜坡。

（2）大洋板块对大陆板块的俯冲，使过渡带地形不能像大西洋那样保持单纯的斜坡，而是形成了海沟、岛弧、边缘海盆地形体系，地形变得复杂化，起伏频率和反差都是本区最大的。

（3）过渡带地形组合及分布十分有规律。大洋边缘的俯冲，沿着这个边缘形成狭长状深邃海沟。由于挤压和火山活动，使岛弧成为区内最雄伟的山系。边缘海盆的扩张不仅形成了深海平原，而且周边陆壳裂离成很多碎块，大陆坡上形成很多海槽和海台。

（4）大洋板块活动，形成了大洋边缘的沟弧盆地形体系。由于洋缘海沟、岛弧后退造成了双弧（九州-帛琉海岭与马里亚纳海岭）和双盆（西菲律宾海盆和四国海盆）的地形格局。

板块构造地貌分类

地貌分类是地貌制图工程的一个重要问题，它体现了作者的科学思想和意图。根据地貌图的性质及比例尺等因素，可采用不同的分类原则。地貌是内外营力共同作用的产物，内力取决大地构造环境，外力受控于自然地理地带。它们是性质完全不同的两个系列。因此，目前国内外地貌分类，存在以外营力为基础和以内营力即构造为基础的两种成因形态分类体系。

以外营力为基础的地貌分类，在我国地貌学界具有深厚的传统和广泛的基础。50年代末期编制的1:400万《中国地貌类型图》（1965年又缩编成1:1 000万《中国地貌图》出版），以及80年代，旨在为农业服务的1:100万《中国地貌图》，皆采用外营力成因形态分类。这种分类原则统一，逻辑严谨，分级分类层次清晰，图面上充分揭示了地貌类型的自然地理地带性。

以构造为基础的地貌分类，近年来在国外发展较快。国际地理学联合会地貌调查与制图委员会（IGUCGSM），在70—80年代编制的1:250万《欧洲国际地貌图》，就是采用构造地貌分类的典范。这个分类按海与陆、控制地貌的新构造、大地构造、地质构造、岩性等因素及基本地貌形态等六级进行地貌分类。该分类也具有原则统一、层次清晰的特点，图面清晰地反映了构造对地貌的控制作用。但是，这套图地貌分类和以往其它的构造地貌分类，都采用“固定论”观点。

板块构造学说的问世，是一场深刻的地学革命，它不仅仅是一种新的大地构造理论，而且涉及到地球科学的各个领域。同样，对地貌成因机制和分布规律，也提出了崭新的解释。如何运用板块构造理论，进行地貌的成因形态分类，是当前地貌分类学的一项迫切任务。在此，我们用板块构造观点对中国海区及邻域进行地貌分类。

一、板块构造地貌分类的理论依据

板块运动是岩石圈最基本的构造运动，对地球表面宏观地貌起到控制作用。大陆壳与大洋壳的分异，造成了大陆与洋底的巨大高差。而板块运动，导致大陆反复离合，大洋屡遭启闭，海陆轮廓久经变换，地貌格局不断改观。地貌特征与板块构造部位密切相关。一般地说，板缘地貌反差巨大，地貌类型复杂多样。同时，不同的板块边界类型，地貌特征迥异。板内地貌则相对平缓单调，但在某些受板缘活动激烈影响的板内构造“活化”，地貌也会变得复杂。现代地貌是板块构造长期演化的结果，是板块构造演化历史的最近一幕。板块构造学说从全球出发，全面系统地指示宏观地貌成因及其展布规律．这是板块构造地貌分类的前提。

板块构造从产生到现在，一直处于不断发展过程中。例如最近兴起的地体理论就是对板块学说的进一步丰富和补充。板块学说区别于固定论的实质就在于强调岩石圈块体

水平运动。持板块观点的学者，有的认为板块体制仅仅始于印支运动，有的则认为可追溯到古生代或更早。在板块学说指导下进行地貌分类，也同样可遵循不同的途径。我们认为把板块构造单元的划分和相应的地貌形态结合起来进行地貌分类是比较科学的。全球板块构造单元亦称板块构造环境的划分，首先考虑地壳性质（可分为大陆壳、大洋壳和过渡壳）和所处的板块构造部位（可分为板内和板缘，板缘又分为离散型边缘、汇聚型边缘和转换型边缘），这种不同的板块构造单元，恰恰各具独特的地貌特征。从而为我们划分最高级地貌类型提供了依据。然后再进一步按构造级次及其地貌表现逐级进行分类。

现代洋底是中新生代的产物。洋底磁条带的发现，有力地证实了大洋中脊、大洋盆地、海沟等构造地貌的板块构造形成模式。在板块边缘，尤其西北太平洋边缘，由于两大板块的相互作用，造成一套沟弧盆构造地貌体系。这样对洋底和大陆边缘区板块构造地貌分类命名是比较容易的。

板内大陆地貌情况则比较复杂。现代大陆是由若干个年龄不一、历史各异的块体拼合在一起的，造成了大地构造上的不均一性。在现代地貌形成和演化过程中，它们作为一个整体，遭受来自板块边缘的应力作用，使现代构造地貌既有新生性，又有继承性。山地和平原是陆地地貌最基本的类型，探讨它们的板块构造地貌类型是十分重要的。新生代造山带，在地貌上大都表现为峻拔的山地。但它们都发育在具有汇聚分量的板块边缘，一般分为四种类型，即陆-陆碰撞型（喜马拉雅山）、弧-陆碰撞型(台湾中央山脉)、岛弧型（日本和菲律宾的一些山脉）、安第斯山型（南美）。我们看到的板内的山地，并不是现代造山运动意义上的山地，而是新生代断块抬升造成的山地。但其中有很大一部分是在古褶皱带基础上发育的。这也不是古代造山作用意义上的山体，那时抬升的山体早已夷平殆尽，而新的山体则是镜近时期板缘活动产生的应力传递到板内，使古褶皱带上的老断层复活，整个褶皱带以断块形式重新隆起造成的。板内的另外一些断块山地则不然，它们或发育在老的结晶块体上，或者是斜切老的褶皱带，对老的构造无继承性。由此可见，板内山脉的成因及分布，取决于离现代板块边缘的距离以及板缘的活动性质，还有板内构造的不均一性。

平原一般包括剥蚀平原和堆积平原两大类。剥蚀平原中规模较大的有地壳较稳定条件下形成的准平原（准平原抬升后即为高原，如云贵高原)。还有河谷平原、海岸平原、喀斯特平原等，一般规模很小。堆积平原必须在构造盆地基础上发育起来，而后者的形成又取决于板块构造背景。盆地的类型的确定主要根据离板缘的距离、板缘的性质、盆地基底地壳性质等。板块边缘的盆地类型比较丰富，它们在地貌上往往构成海槽、深海阶地、深海平原等等。板内的盆地，亦称克拉通盆地，它们也是两个或两个以上板块相互作用造成的。在中国东部的新生代盆地，早期由于印度洋板块对欧亚板块碰撞，造成块体拉张蠕散，形成断陷盆地。晚期由于太平洋板块俯冲，阻止了蠕散，在华北许多断陷联合成大的拗陷，从而形成了辽阔的堆积平原。而华南新生代早期形成的红层断陷盆地，晚期由于地块整体抬升，遭受侵蚀，成为丘陵和台地。因此我们把断陷拗陷堆积平原（或陆架)，作为板块构造地貌分类中的一种平原类型。进一步划分还可考虑盆地形成的主导应力性质（如拉张的、剪切的和挤压的等)。

综上所述，无论是正向地貌，还是负向地貌；无论是侵蚀破坏地貌，还是堆积建设

地貌；抑或火山地貌，都形成在一定的板块构造环境中。因此，可以建立起一个板块构造地貌分类体系，避免孤立地、分散地罗列地貌类型。地貌形成的内动力，除来自板块运动以外，地壳热运动、均衡作用等也可能有一定影响，它们与板块活动的联系尚待进一步研究。显而易见，为了揭示地貌板块成因规律，在大区域、小比例尺地貌制图中，采用板块构造地貌分类是十分适宜的。

二、中国海区及邻域板块构造地貌分类

板块构造地貌分类根据构造级次及其形态规模，采用逐级分类办法。

一级地貌类型划分是根据板块构造环境及其形态特征进行的。每个一级类型都是由若干个成因上密切联系的二级地貌类型构成的特殊地貌组合。在一级类型内具有一致的地壳组成，同样的板块构造环境。

二级地貌类型根据巨型构造及其形态特征划分。在板缘地貌中，二级类型往往成为判别板块边界性质的标志，一般称为“板块要素”。如沟、弧、盆三个二级构造地貌类型，构成了西北太平洋汇聚型板块边缘独特的地貌。板内大陆地貌的二级类型，是由板块边界活动传递到板内引起的新构造运动造成的巨型构造地貌，如断块隆起山地、断拗堆积平原等。

三级地貌类型是根据大型构造性质及其形态特征来划分。三级类型是二级类型中的次一级类型，规模较二级小，一般也不能作为判别板块边界类型标志。如二级单元的岛弧，可分为岛架、岛弧山地、岛弧平原等三级类型；板内大陆的山地，可分为古褶皱带断块山地、断块山地等；平原可分为拉张盆地平原、挤压盆地平原及剪切盆地平原等。

如果编制大比例尺地貌图，还可根据地质构造、岩性等标准，进行更多级的划分。

中国海区及邻域地貌，含有全球十几个一级类型中的三种类型，即：板内大陆地貌、陆缘沟弧盆系地貌和洋缘沟弧盆系地貌（表 1）。

板内大陆地貌类型，包括中国大陆东部、中南和朝鲜两大半岛，以及包围它们的大陆架，其外界可划在大陆架外缘。该类型中新生代作为一个统一的块体，受到来自喜马拉雅缝合带及西北太平洋俯冲带两条板块边界活动的强烈影响，导致构造“活化”，产生一系列壮观的构造地形。其中二级类型，包括一系列以断拗盆地为基础的堆积平原和陆架，以断块隆起为基础的山地和高原；此外还包括少量的火山熔岩地貌和剥蚀-堆积平原。山地可进一步划分为古褶皱带断块山地、中生代板内褶皱断块继承山地和新生代断块山地；平原可进一步分为拉张盆地堆积平原、剪切盆地堆积平原和挤压盆地堆积平原等。

陆缘沟弧盆系地貌类型，是晚新生代期间菲律宾海板块向欧亚大陆板块俯冲的产物，是西北太平洋汇聚型板块边缘特有的地貌类型。这里把大陆（岛）坡与沟、弧、盆并列为三级类型。大陆（岛）坡可进一步划分五个三级类型。为了和洋缘沟弧盆系相似的三级地貌类型相区别，在术语上加相应的冠词，如陆坡海台、陆坡海脊等。海槽可进一步划出弧前盆地型（西吕宋海槽），张裂型（西沙海槽）、消亡海沟型（南沙海槽）三个亚类。岛弧可划分两个三级单元，其中山地包括火山弧与断褶山地（日本山地）、弧陆碰撞山地（台湾山地等）。陆缘海盆包括深海平原和海山海丘群两个三级类型。

表 1　中国海区及邻域板块构造地貌分类表

一级地貌类型	二级地貌类型	三级地貌类型及实例
Ⅰ 板内大陆地貌	I_1 断陷拗陷堆积平原	I_1^1 拉张盆地平原（华北平原） I_1^2 挤压盆地平原（台西平原） I_1^3 剪切盆地平原（红河平原）
	I_2 侵蚀-堆积平原	
	I_3 断块隆起山原与高原	
	I_4 断块隆起山地与丘陵	I_4^1 古褶皱带断块山地（大别山） I_4^2 板内断块山地（鲁中山地） I_4^3 板内断褶继承山地（湘西山地）
	I_5 火山熔岩山地与台地	
	I_6 断陷拗陷堆积陆架	
Ⅱ 陆缘沟弧盆系地貌	II_1 大陆（岛）坡	II_1^1 陆（岛）坡斜坡（东海大陆坡、琉球岛坡） II_1^2 深水阶地（东沙、琉球外侧） II_1^3 陆坡海台（西沙海台） II_1^4 海槽（西沙海槽） II_1^5 陆坡海脊（北吕宋海岭）
	II_2 海　沟	
	II_3 岛　弧	II_3^1 岛弧山地 a．火山弧断褶山地（日本山地） b．弧陆碰撞山地（台湾山地） II_3^2 岛弧平原 a．断拗平原（台东纵谷平原） b．河谷与海岸平原（台湾宜兰平原） II_3^3 岛架（琉球岛架）
	II_4 陆缘海盆	II_4^1 陆缘深海平原（南海深海平原） II_4^2 陆缘海山海丘群（见于南海中部）
Ⅲ 洋缘沟弧盆系地貌	III_1 洋缘弧	III_1^1 洋缘弧海岭（九州-帛琉海岭） III_1^2 洋缘弧岛架（伊豆诸岛岛架） III_1^3 洋缘弧岛屿（伊豆诸岛）
	III_2 洋缘海盆	III_2^1 洋缘深海平原（西菲律宾海平原） III_2^2 洋缘海山海丘群（西菲律宾海中部） III_2^3 洋缘海台（贝纳姆海台） III_2^4 洋缘盆内海岭（冲大东海岭） III_2^5 扩张海脊（见于菲律宾海中部） III_2^6 扩张裂谷（见于菲律宾海中部）

洋缘沟弧盆系地貌，主要包括菲律宾海区。在构造上常有人把这里当做一个独立板

块，即菲律宾海板块。但从构造地貌演化看，它是一系列新生代发育起来的，洋缘海沟、岛弧和边缘盆地组成的。在这里依次发生岛弧和海沟的后退及边缘海扩张等构造地貌事件。由此可见，完全有理由把它视为一种板缘地貌类型，而非板内地貌。它既区别于由大洋中脊扩张形成的典型大洋盆地地貌，又区别于陆缘沟弧盆系地貌，因此我们称其为洋缘沟弧盆系地貌。二级类型中的洋缘弧多伏于水下，三级类型也不像陆缘岛弧那样详细划分，而统称洋弧海岭。在西菲律宾海盆北部，大东与冲大东海岭成因尚不清楚，它们不同于洋缘弧海岭，暂称为洋缘盆内海岭，以区别于洋缘弧海岭。在洋缘海盆中扩张轴裂谷与海脊，是边缘盆地扩张的遗迹。有些与陆缘沟弧盆系类似的地貌类型，名称前冠以“洋缘”一词来加以区别。

地貌特征和类型

中国海区及邻域地貌类型十分丰富，地貌组合特征及地理分布非常有规律。宏观地貌充分反映了新生代板块构造的格架。同时，在地貌形成上，外营力通过侵蚀和堆积作用，与构造背景进行了密切的配合，或细致的雕琢。

地质学家李四光（1934）早在30年代就总结了中国山文走向，并把中国大陆东部及西太平洋边缘海域概括为“三凸三凹”的构造地貌格局。著明地貌学家王乃樑（1980），对中国的构造地貌特征也进行了精辟的论述。近年来耿秀山、曾成开、冯文科等人对我国近海陆架地貌进行了大量的研究。日本、美国、CCOP组织等对西北太平洋边缘海也进行了大量的地形、地貌、地质、地球物理调查。这些都为弄清这一地区的地貌特征及成因提供了丰富的资料。

一、中国海区及邻域新生代板块构造演化及地貌发育过程

中生代时期，印度板块及太平洋板块还没有直接作用于欧亚板块，中国大陆处于地应力松弛状态，地表经长期剥蚀，呈现广泛的夷平，出现准平原化，现存最老的夷平面就是这时的产物。当时西北太平洋沟弧盆体系尚未形成。

白垩纪末到第三纪初，印度板块与欧亚板块开始碰撞，使中国西部置于印度次大陆与西伯利亚两个刚硬块体之间，地表缩短，地壳增厚，整个西部都脱离海洋环境。中国东部当时面临太平洋板块转换型边界，阻抗很低，使地壳向东蠕散、扩张，形成了一系列断陷盆地。与此同时，南海开始扩张，西菲律宾海地开始形成。

渐新世末至中新世初，太平洋板块开始向北西西俯冲，中新世末至上新世，琉球海沟、岛弧和冲绳海槽（弧后盆地）开始形成。太平洋板块对欧亚板块的挤压，改变了中国东部应力场的性质，蠕散扩张活动停止。华北地区断陷盆地联成一个整体拗陷，堆积成广阔的大平原。华南则整体抬升，山间红色盆地被河流切割成红色丘陵。

上新世末至更新世初，印度板块和欧亚板块进一步碰撞、挤压，使青藏高原加剧隆起。台湾也发生板块边界碰撞，台湾中央山脉急剧隆起，引起中国东部广泛隆起，河流下切，形成多级阶地。

华北与华南在早第三纪时地貌格局相似，只是在晚第三纪才分道扬镳，由于华北块体和扬子块体比华南块体的基底古老，刚性大，在两板块挤压下，刚性大的整体拗陷，柔性大的整体抬升。其次华南离台湾近，挤压力最强。

从上述论述看出，中国东部地貌形成时代可以和板块边界构造事件相对应，中国海区及邻域的现代地貌轮廓是板块运动长期发展变化的结果，是板块演化的最后一幕。

二、中国海区及邻域地貌类型的区域分布

（一）板内大陆地貌

1. 陆地部分

陆地部分包括北部的朝鲜半岛，我国的东北、华北、华东、华南、西南和南部的中南半岛。

在我国东部，大陆由于受北东到北北东构造影响，形成一系列拗陷隆起带，自西向东第一列为拗陷盆地，包括呼伦贝尔、鄂尔多斯、四川盆地等，其间为东西向的阴山和秦岭山地所隔；第二列为隆起山地，包括大兴安岭、太行山、鄂西与湘西山地；第三列为拗陷平原，包括松辽、华北、江汉平原，其间为燕山、大别山、南岭等东西向山地所隔；第四列为隆起山地丘陵，包括吉、辽山地、山东丘陵、浙、闽、粤沿海山地丘陵，其中有苏北平原局部拗陷。这种构造地貌格局是我国东部地貌的基本特征。

断陷拗陷堆积平原　该类型包括断陷、半断陷、拗陷和断拗盆地堆积形成的平原。区内主要有下辽河平原、华北平原、苏北平原、长江中下游及珠江、红河、湄公河等三角洲平原。这些平原面积大，地势相当平坦，大部分高程在海拔 50m 以下，边缘达 200m。从山麓到海滨有顺序的发育洪积、冲积、三角洲和海积冲积平原，沉积物也由粗到细。中国东部新生代盆地发育大多经过两个阶段。第一阶段为白垩纪末期开始，到早第三纪达到高峰的断陷期，发育断陷堆积，地貌上盆岭相间；第二阶段为晚第三纪至第四纪，发生大面积拗陷的拗陷期，地层广泛超覆，从而为现代大平原奠定了构造基础。这些平原如果从盆地力学性质上可进一步分为拉张盆地平原（如华北、下辽河平原）、剪切盆地平原（如红河平原）、挤压盆地平原（如台西平原）。

侵蚀-堆积平原　该类系指非构造盆地背景下，经外力剥蚀、侵蚀和堆积作用形成的平原。它们的形成要求地壳相对稳定，基准面基本保持不变的条件。但是，中国东部及周围地区，新构造运动比较活跃，地壳相对稳定时间持续很短，所以这类平原面积都很小。该类平原主要有河床摆动形成的河谷平原（如湘江、东江等）；港湾式海岸受到侵蚀和堆积作用形成的海岸平原（如烟台平原、潮汕平原等）；石灰岩溶蚀夷平作用形成的溶蚀平原（如安顺、平坝、广西南宁东北）；剥蚀夷平作用形成的准平原（徐州附近）。这些平原海拔高度不等，大多在 600m 以下，地形较平坦，但坡度较断陷拗陷堆积平原为大。

断块隆起山原与高原　断块隆起山原与高原主要分布在云贵地区、朝鲜盖马高原等。云贵高原是早第三纪准平原面，当时高度可能在 500m 以下。晚第三纪以来，由于受到板块边界活动的影响，在挤压应力作用下，块体随着青藏高原的抬升而抬升。西南地区，连同越南北部，喀斯特地貌十分发育。

断块隆起山地丘陵　中国大陆东部及周围地区的山地，都是断块抬升经侵蚀、剥蚀作用形成的。尽管有些山体仍然保留着古生代的褶皱构造，但它们已不是古生代的板缘褶皱山地，那时的山地已久经夷平，现代山地是在新的构造格局中（板内），沿构造断块重新崛起的山地，只不过对老构造方向有所继承而已（在一般文献中可能按地质构造

把这种山地称为褶皱山地，而这里把它们统称断块隆起山地，以区别现代板缘的各种类型山地）。断块隆起山地丘陵广泛分布在华南、鲁中地区、辽东和朝鲜、中南两大半岛。这些山地海拔高度大部分在 1 000—1 500m，个别山峰可超过 2 000m。丘陵海拔 400—500m，相对高度 100—200m。中国东部山地主要是北东向，其次是近东西向。华南尤为明显，两组山地构成网格状，中间分布着丘陵和平原。断块隆起山地丘陵如考虑古构造基础，又可分为三类：①古褶皱断块山地。如大别山，以前认为是古老隆起块体，属中朝地台的一部分，称"淮阳地盾"。近年来研究，大别山具有典型的古生代地槽沉积，属秦岭褶皱系东延部分。因此它属于古板缘褶皱带，新生代重新断块隆起的山地。②板内断褶继承山地。例如湘西北武陵山，系燕山运动形成的褶皱，这是一种板内特殊类型的褶皱运动，现在地貌上仍然背斜为山，向斜为谷。③板内断块山地。如泰山山地，为古陆核基础上的断块山地。

火山熔岩山地台地　这种地貌类型主要分布在雷州半岛、海南岛北部和济洲岛。雷琼地区的火山活动从上新世一直继续到全新世，并以早、中更新世最为强烈。琼州海峡可能在那时期发生断陷，把雷州半岛与海南岛隔开。在形成的玄武岩台地上，还有许多火山锥。

2. 水下部分

断陷拗陷堆积陆架　断陷堆积陆架主要包括渤海、黄海全部及东海、南海陆架。新生代早期在陆架边缘开始形成了隆褶带（如东海的钓鱼岛隆褶带），在其内侧形成断陷拗陷盆地。同时，第三纪、第四纪为陆源沉积物不断充填、覆盖，把盆地填平，形成宽广平坦的大陆架。大陆架边缘坡折处水深，在东海为 110—192m，南海北部为 200 余米。

陆架有丰富的陆源碎屑物质沉积，水动力作用活跃。晚更新世以来，海平面多次升降，海岸线移动频繁。海水进退过程中，海洋和河流两种水动力在不同地区、以不同方式和强度进行侵蚀、搬运和堆积，形成丰富多彩的全新世现代地貌和晚更新世残留地貌。

（1）水下三角洲。水下三角洲有辽河三角洲、黄河三角洲、南黄海旧黄河三角洲、长江三角洲、珠江三角洲、红河三角洲、湄公河三角洲等。由于海面升降，发育多期互相叠置的三角洲。全新世三角洲以泥质为主，晚更新世三角洲表层沉积物以沙质为主。

（2）水下岸坡。水下岸坡分布于朝鲜西南海岸、山东半岛南岸及浙闽沿海地区，呈带状分布。由于岸边为山地、丘陵，向海方向延伸坡度明显大于陆架。全新世海进后，沿岸地带沉积泥质细粒沉积物，与陆架残留沙构成明显界限，形成水下斜坡。

（3）潮流沙脊群。潮流沙脊群按其展布形态可分为三角洲状（渤海海峡北侧、琼州海峡东、西两侧）、辐射状（苏北岸外）、平行状（西朝鲜湾、东海陆架中部）。这些沙脊群为不同时期潮流作用的产物，一般发育在潮流速度 2—3kn，沙源丰富的环境中。

（4）浅滩。浅滩分布较广，我国近海最大的浅滩是台湾海峡南部台湾浅滩，它的外缘水深 40m，最浅处 29m，滩面地形起伏不平，围绕浅滩有很多冲沟，台湾浅滩基底为火山岩，其上沉积沙质沉积物，经现代潮流和波浪的强烈作用，形成众多活动沙丘。

（5）陆架谷。陆架谷在渤海、黄海、东海、南海北部陆架及巽他陆架均有分布。巽他陆架谷特别发育，呈树枝状。陆架谷是冰期低海面时，河流切割陆架流入深海时形成的残留河谷。

(6) 构造洼地。该类型仅见于东海陆架东南部，为一北西向延伸的洼地，最深处水深达 188m，与周边水深差 40 多米，其东北侧有一陡坎。推测为构造断陷作用在地貌上的反映。

此外，陆架上还存在有古湖沼、古海湾洼地、沙坝、潮沟、与古海岸线有关的水下陡坎、残丘等，其余为平坦的堆积平原。

（二）陆缘沟弧盆系地貌

由板块作用形成的沟、弧、盆体系非常复杂，地势反差大，有深达 10 000m 的海沟和高达 4 000 多米的岛弧山地，有坡度达 20° 的斜坡和一平如镜的深海平原。根据地貌特点，可分为大陆（岛）坡、海沟、岛弧和边缘海盆四部分。

1 大陆（岛）坡

陆（岛）坡斜坡　该类为大陆坡或岛坡地形上的单纯斜坡部分。它们分布在大陆架的外缘，如东海陆坡、南海北部西部陆坡、其它陆坡等。坡底水深范围在 800—4 200m，坡度 40′—2°，最大坡度达 4°。陆坡上部沉积物较粗，有细砂、中粗砂等，下部沉积物较细，为软泥。有的大陆坡坡脚处，发育有浊积扇，如东沙群岛东南侧。岛坡斜坡也分布在岛弧的两侧，坡底水深 1 500—4 000m，坡度 1°40′—4°，最大坡度达 9° 左右。陆（岛）坡斜坡是岛弧隆起，边缘海盆扩张形成的边缘斜坡。

深水阶地　深水阶地是大陆坡或岛坡上的一种台阶状地形。它与海台区别是，后者几乎四周（或大部分）被向下的斜坡所包围，而该类型是周围一半被向下的斜坡（连接深海盆地）、一半被向上的斜坡（连接陆架或岛架）所包围。按水深可分两种，水深小于 1 000m 的深水阶地，如日本海南部及南海西部大陆架坡上；水深大于 1 000m 的深水阶地，分布在琉球群岛东南侧，该处水深可达 2 000 多米。深水阶地面较平坦，水深向外缘慢慢变深。深水阶地从成因上也分两类，一般在边缘海周围陆坡上的都是阶梯状断块造成的，而在岛弧洋侧岛坡上的是弧前盆地基础上堆积而成的。

陆坡海台　在一般文献中“海台”(sea plateau) 一词亦称“海底高原”。我们认为陆坡上的海台是由陆壳构成，成因上与边缘海的形成有着密切联系，是陆块裂离沉到海底形成的。为了与大洋盆地中的海台在成因或分类上加以区别而用“陆坡海台”一词。海台有一定平坦面，四周为斜坡。日本海有郁陵海台、大和海台、北隐岐海台等。均属地垒式构造海台。如大和海台中的北大和海台顶部平坦，水深 385—500m，西北坡和东南坡坡度分别为 28° 和 9°，基底为火成岩。南海有西沙海台、中沙海台和南沙海台。根据钻探及重磁资料分析，南海海台的基底为陆壳，曾是华南陆缘一部分，以后南海海底扩张，这些海台从陆地裂离，向南漂移形成的。中沙海台，由 100m 等深线环绕成一台面，其上生长有珊瑚礁，周围的陡坡，东南侧陡坡直落到 4 000m 的深海平原，形成 51° 的大陡崖。

海槽　大陆坡或岛坡上的海槽极为发育。日本海有奥尻海槽、最上海槽、富山海槽、大和海槽等。日本列岛南有日向海槽、熊野海槽、相模海槽等。其中富山海槽最大，长 260km，宽 30—56km，海槽与边缘深海平原和海沟常为海岭相隔。南海有西沙海槽、

中沙西海槽、南沙海槽、礼乐西海槽、西吕宋海槽、北吕宋海槽。

海槽有三种成因类型，其中最常见的是正断裂控制形成的地堑形洼地，如西沙海槽和中沙西海槽，地貌上断阶很清楚，它们是南海扩张而产生的裂谷。其次是俯冲带前缘的弧前盆地型的，如日向海槽等。较少的是停止活动的海沟，如南沙海槽。

陆坡海脊　　“海脊”(ridge)是一种长条状正地形，一般文献称海岭，无大小规模和成因之分。实际上海岭成因很复杂，有大洋火山链形成的，有岛弧、褶皱构造脊、断块成因等。我们采用“陆坡海脊”专指大陆坡或岛坡上的海岭，以在分类体系上与其它海岭区别。区内海岭有台湾以南的北吕宋海岭，它是岛弧在水下的延伸部分。日本海海岭大部分水深位于 200—1 000m，局部出露水面成岛屿，如奥尻海岭、佐渡海岭等。佐渡海岭与最上海槽呈断层接触。

2. 海沟

海沟是一种狭长负地形，这一点与海槽一致。在地形学上常把深度大于5 000m的称海沟。我们这里主要从成因上考虑，仅把发育在洋壳俯冲基础上的这种负地形称海沟，其深度也可能小于5 000m。海沟陆侧斜坡也就是岛坡，地貌比较复杂，坡度大小和坡度变化较大，常常在斜坡中部发育海槽或深水阶地，它们是由弧前盆地中的增生沉积和浊流沉积构成的。海沟洋侧斜坡则坡度较小，地貌也较简单，区内有四条海沟。日本西南海沟长 500km，宽 25—60km，沿轴线向西南变深，西北侧沟坡发育一系列冲断层。琉球海沟长 900km，宽 30—80km，西北坡水深为 4 000—7 000m，坡降达 150‰，沟底最大水深为 7 552m。从深水地层剖面资料分析，底部填充薄沉积物，较平坦，东南坡水深为 6 000—7 000m，坡降为 60‰。菲律宾海沟长 500km，西坡坡降为 250‰，沟底一般水深 9 000m，最深达 10 497m，是地球上最深处之一。马尼拉海沟是由于南海扩张下切、吕宋岛西部受挤压形成的，由于形成晚，沉积物充填少，海沟形态完好。

3. 岛弧

岛弧是大洋板块俯冲，大陆板块抬升形成的正地形。岛弧作为地质体，物质构成很复杂，一般包括从大陆分裂出来的古老块体、成弧以前的深海沉积（并发生了褶皱）、新的火山弧喷发的物质、弧前增生沉积等，有的甚至还包括外来的地体。区内岛弧由日本列岛、琉球群岛、台湾岛和菲律宾岛组成西太平洋岛弧系。根据地貌特征可分为岛弧山地、岛弧平原和岛架三部分。

岛弧山地　　岛弧山地占岛屿大部分面积，是年轻的断褶山地或火山，地震活动频繁。岛弧山地地形起伏大，海拔高度一般在 500—2 000m，相对高度 200—1 000m。个别山峰很高，如富士山，高 3 776m；台湾玉山高 3 997m。岛弧山地还可分为火山弧断褶山地和弧陆碰撞山地。前者如日本山地，后者如台湾山地。

岛弧平原　　岛弧平原可分为断拗型和河谷海岸型。

吕宋卡加延平原及日本关东平原为断拗充填平原。河谷与海岸平原沿河谷及海岸展布，面积小，是河流冲积与海蚀海积形成的。

岛架　　岛架分布在岛屿外围，面积小，水深在 200m 以内，是岛屿的水下延伸。靠太平洋一侧岛架较内海一侧为窄，如台湾东海岸是大断层，几乎分不出岛架，日本海南

部可达 100km，在有些岛屿之间岛架也较宽。

4．陆缘海盆

陆缘海盆分布在日本海中部、冲绳海槽、南海中部，是海底扩张形成的。

陆缘深海平原　　陆缘深海平原面积宽广，海底平坦，与大陆坡、岛坡的转折点非常明显。

日本海有日本海盆（3 450—3 780m）、对马海盆（2 000—3 000m）和大和海盆（2 000—3 000m），大和深海平原南缘有富山海槽贯入，出口处形成浊积扇，海槽两侧堆积成天然堤。

冲绳海槽槽底平原水深从北东向南西变深，1 000—2 200m，并呈阶梯状下降，这与北西向断层有关。西南部槽底沿轴向又发育小型堑槽，断裂明显。

南海深海平原长 1 500km，最宽处 820km。北部海底特别平坦，水深 3 400—4 000m，向南微微倾斜，坡降为 0.3‰。中部水深 4 000—4 300m，向西南倾斜。南部水深 4 300—4 400m，是南海深海平原最低之处。

海山、海丘群　　海山、海丘群分布在深海平原中，大多成链状展布。日本海深海平原中有众多海山和海山群，如胶州海山等。冲绳海槽有叶山、桂山、小野寺海山等。南海深海平原中，南部发育有一系列近东西或北东向的海山、海丘群。黄岩岛为出露水面的海山，岛上生长珊瑚，是个大环礁岛，面积 130km^2，岛上可分礁前斜坡、礁坪和潟湖三个地貌类型。根据拖网取样，南海海山、海丘群的组成物质为玄武岩。

（三）洋缘沟弧盆系地貌

洋缘地貌是发生在大洋壳上的汇聚型板块边缘的洋内沟弧盆体系地貌。在西北太平洋，由日本海沟南段和马里亚纳海沟，以及伊豆-琉黄海岭和马里亚纳海岭所包围的菲律宾海海底就是这种地貌的典型实例。

1．洋缘弧

洋缘弧海岭　　洋缘弧海岭主要有九州-帛琉海岭和伊豆-马里亚纳海岭。

九州-帛琉海岭延伸约 3 500km，它的北端走向为北西，至 24°N、136°E 转向为南北向，海岭呈长条状耸立在 5 000 多米水深的洋底上，岭顶水深 1 000—4 000m，最浅处为 872m。北段起伏较大，海山分布密集，南段海山分布相对较稀。

伊豆-马里亚纳海岭为一规模较大的海岭系，呈北北西走向，水深小于 4 000m，岭脊较宽，起伏不大，在其边缘有呈线状分布的海山。

洋缘弧岛架和洋缘弧岛屿　　洋缘弧岛屿仅在伊豆-马里亚纳海岭北端的伊豆诸岛如大岛、三宅岛、八丈岛、须美寿岛等，是出露水面的洋内弧海岭，多为火山岩组成，形态较小，呈圆锥状。洋缘弧岛架在岛屿四周，是岛屿在水下的延伸，坡度较陡。

2. 洋缘海盆

洋缘深海平原　洋缘深海平原主要为西菲律宾海深海平原和四国-帕拉西维亚深海平原，是大洋边缘地貌的主要组成部分，西菲律宾海深海平原西南侧为菲律宾海沟，东侧为九州-帛琉海岭，西北为琉球海沟，西部呈楔状直抵台湾东部岛坡坡脚，幅员广阔，地形平坦，水深5 000—6 000m，其间分布着一些孤立的海山、海台，东部和南部有两个深海洼地，水深分别为7 534m和7 609m。沉积物较薄，以远洋粘土和生物软泥为主。四国-帕拉西维亚深海平原呈带状夹于九州-帛琉海岭和伊豆-马里亚纳海岭之间，水深4 000—5 000m。北部稍浅，地形起伏较大。平原中分布有较多深海洼地，也分布着一些海山、海丘群。

洋缘海山、海丘群　洋缘海山、海丘群分布在四国深海平原和西菲律宾海深海平原北部，相对高差均较大，顶部水深500—3 000m不等，大多为海底火山形成的。

洋缘海台　洋缘海台分布在西菲律宾海深海平原和四国深海平原西部、北部，规模较大的有吕宋岛以东的贝纳姆海台和132°E、28°N的奄美海台。海台顶部平坦，地形起伏小，水深小于3 000m，其成因为海底扩张、挤压形成的上升地块。

洋缘盆地内海岭　在西菲律宾海深海平原东北，有冲大东和大东两组走向北西—南东大致平行的海岭，坡底水深为5 000m，顶部水深1 000—3 000m，岭坡陡峭，地形起伏较大，海山呈线状排列。北部有北大东、南大东、冲大东和志摩等礁岩组成的小岛出露。

扩张海脊和扩张裂谷　这两个地貌类型位于西菲律宾海盆中部，呈北西—南东向。扩张裂谷长300km，平均宽度16km，水深大于6 000m，最深处为6 892m。扩张海脊在裂谷两侧，其中东北侧的海脊长180km，平均宽度25km，顶部最浅处水深4 297m，向裂谷一侧坡度较陡；西南侧的海脊长280km，平均宽度20km，顶部水深4 800m，坡度较缓。裂谷和海脊是洋底扩张形成的。从上述地貌形态分析，扩张的主要方向是东北向。

综上所述，我们可以得到以下几点认识：

(1) 大陆地貌是发育在大陆壳上，并为板内环境的地貌，二级地貌类型主要是断块山地和断拗平原(包括陆架)。地貌展布方向主要为北东，其次为北西，反映了新老构造的叠加。这种构造地貌格局，受新生代地应力场控制，而后者则取决于板块边缘构造活动性质以及板内空间位置。早第三纪华北与华南主压应力普遍为北东向，产生了一系列东北向拉张盆地。而晚第三纪以来，由于菲律宾海板块在台湾东部与欧亚板块碰撞，导致华南应力场改变，主压应力为南东向，华南整体抬升，形成断块隆起山地丘陵。而华北仅表现张应力减弱，发生大面积拗陷，故形成辽阔平原。虽然由于地理地带分异，外力类型和强度皆有不同，但剥蚀作用和堆积作用无疑都在一定构造背景上进行，宏观地貌反映了大地构造骨架，外力地貌及小的构造地貌仅仅成为细部雕饰。

(2) 中国近海陆架是世界上最宽阔的陆架之一。除了新生代构造盆地前提外，入海各大河流以及第四纪海平面升降，对大陆架地貌塑造具有重大意义。黄河、长江、珠江、湄公河等大河，不仅为陆架平原提供了大量堆积物，而且直接形成了古三角洲、水下三角洲、陆架谷等形态。海面升降提供了陆架表面海陆营力交互作用的舞台，使之构成残留地貌和现代地貌交织的局面。

（3）陆缘沟弧盆系地貌，是发育在大陆壳与大洋壳之间过渡带，并且板块边缘构造活动十分强烈而复杂地带的地貌。由于西太平洋对欧亚大陆俯冲，边缘海扩张，岛弧块体分离并遭受火山弧的挤压作用，形成了壮观的海沟、岛弧和边缘海盆地貌体系。二、三级地貌单元特征及展布也很有规律。

（4）区内几个沟、弧、盆地貌体系虽然有很多共性，但也有颇大差异，反映了各段板块边界活动时空上的不均一性。如日本海和中国南海的二、三级地貌及组合方式比较相似，而冲绳海槽因为是个年轻的雏型海盆，面积较小，而且呈长条状，二、三级地貌发育都不够充分。又如台湾岛弧不同于其它岛弧，既无外侧海沟，亦无内侧海盆。菲律宾海板块在此没有俯冲，而是仰冲到台湾岛东部之上。强烈碰撞形成雄伟的中央山脉。菲律宾岛弧有双向海沟，地貌更为复杂。

（5）洋缘地貌，是发育在大洋壳上的一种汇聚型板块边缘地貌，即洋内沟弧盆地貌。由于洋内海沟、岛弧不断后退，形成了“双弧”、“双盆”式地貌格局。大洋边缘地貌与大陆边缘地貌的二级地貌单元类型及组合上有相似之处，但三级地貌，前者远没有后者那么复杂多样。

西北太平洋大陆坡、岛坡地貌

西北太平洋大陆坡和岛坡，分别呈弧状分布于边缘海邻近大陆一侧和岛弧两侧，上界水深140—200m，下界变化较大，直落边缘海深海平原和深邃的海沟。日本海和冲绳海槽（西槽坡），大陆坡较窄，宽15—70km，南海大陆坡较宽，达150—400km，其增宽与大陆河流泥沙在大陆坡上大量增筑和边缘海扩张的大陆裂离碎块拼合密切相关。大陆坡上缓下陡，坡度一般介于10—60‰，局部大于100‰。岛坡较大陆坡狭窄、陡峻，变化较大，宽20—200km，通常洋侧岛坡坡度（>50—160‰）大于边缘海侧岛坡（<25‰）。因大洋板块沿海沟俯冲、挤压，坡度也为上缓下陡。大陆坡、岛坡坡面起伏大，地形复杂，地貌明显受板块构造和强烈的火山活动控制，由大陆坡和岛坡单斜坡、陆坡海台、深水阶地、陆坡海岭、海槽（盆）、海底狭谷、浊积扇、海山、海丘及生物礁地貌组成（图1，2，3）。

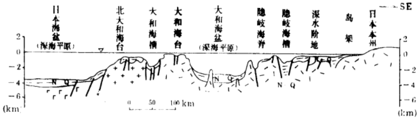


图1 日本海地质地貌剖面

（日本地质调查所，1981）

一、大陆(岛)坡斜坡

该单元系指大陆（岛）坡上坡面起伏较小的单斜坡，以坡面宽、连续性好、坡度缓为特征，坡面常上缓下陡，一般在水深300—500m以浅，坡面平缓（6—16‰），以深则坡度较陡，介于26—70‰之间。珠江口大陆坡因珠江泥沙大量泄程增筑，在水深1 700m以浅，坡度一直比较平缓，以深才明显变陡（鲍才旺，1987）。岛坡单斜坡不及大陆坡发育，坡面较窄，连续性差，坡度较陡。如日本伊豆半岛和菲律宾洋侧岛坡，均为坡度较陡、起伏较小的单斜坡。无论大陆坡或岛坡的单斜坡，常受长短不一的树枝状海底狭谷或断裂构造（构造谷）所分割、支离，破坏其连续性。

二、陆地海台

为四周坡度较陡、台面平坦或略有起伏的隆起地貌，主要分布于日本海和南海的大

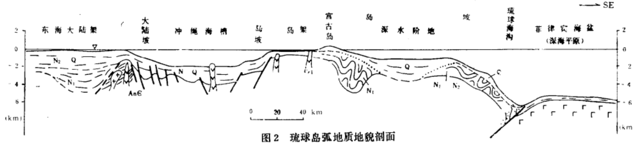


图2　琉球岛弧地质地貌剖面

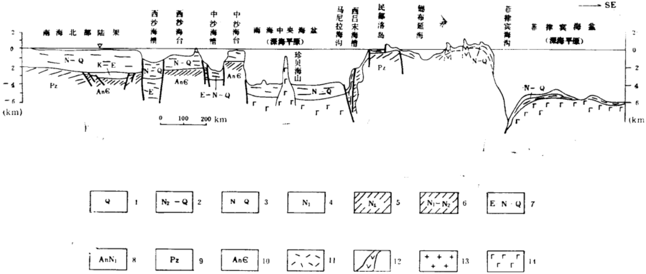


图3　南海地质地貌剖面

1．第四系；2．上新统—第四系；3．上第三系—第四系；4．中新统；5．琉球八重山群；6．琉球岛尻群；7．新生界；8．前中新统；9．古生界；10．前寒武系；11．火山岩；12．基性火山岩；13．花岗岩；14．大洋玄武岩

陆坡边缘，如日本海的朝鲜海台、北大和海台、大和海台、栢洋海台、北隐歧海台和南海的西沙海台、中沙海台、南沙海台等。海台规模、台面和台脚水深变化较大，台脚直落海槽槽底或边缘海深海平原，水深 3 000—4 000m，台面水深多为 300—1 000m,南沙海台较深，达 1 000—2 000m。日本海西部的朝鲜海台基盘为前寒武纪陆壳残块，大和海台为古生代陆壳残块，主要由变质岩、花岗岩和火山岩组成，地垒、地堑构造发育，盖层为中新世—第四纪沉积，地堑盖层较厚(500—1 000m)，地垒盖层较薄(200—500m)，大和海台常缺失盖层沉积(图 1)。南海大陆坡边缘海台基盘为裂离的元古代、古生代大陆碎块，有巨厚的新生代盖层沉积。南海大陆坡边缘海台常发育珊瑚礁，如西沙海台基盘为花岗片麻岩(年龄为 627—1 462Ma)(张明书等，1987)，中新世—全新世礁灰岩厚 1 251m(金性春，1984)，成浅滩、暗礁、沙洲，部分出露海面成为礁岛(宣德群岛、永乐群岛)。

三、深 水 阶 地

大陆坡和岛坡上常发育一侧与单斜坡毗邻的深水平坦面，呈阶梯状平行岸线或岛弧走向分布，多数位于水深 2 000m 以浅地区。其阶地数量、水深各地不同(图 4)，长 60—300km，宽 20—50km 不等。大陆坡区深水阶地水深较浅（<800m)，坡度平缓，平均为 3.5‰，岛坡区则相对较深（水深 1 000—2 000m)，坡度较陡，平均在 11‰ 以上。按基底构造，深水阶地分为两类：(1) 断陷盆地型深水阶地：如南海的东沙、中建、广雅北等地。广雅深水阶地，一侧与陆架毗邻，为拉张型断陷盆地不断接受陆源泥沙沉积而成。广雅北深水阶地基底为早第三纪地堑型盆地，阶梯状张性断裂形成多级阶地。日本海山阴—能登半岛间深水阶地，水深 200—400m，坡度为 4.5‰，基底为火山岩，由多个地

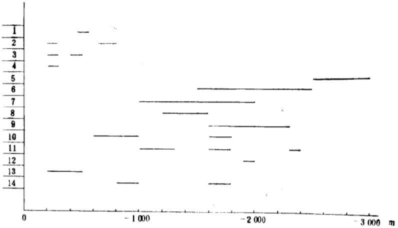


图 4　西北太平洋大陆坡、岛坡深水阶地水深

（据星野通平，1972；鲍才旺，1987资料）

南海：1．广雅深水阶地；2．广雅北深水阶地；3．中建深水阶地；4．东沙深水阶地 琉球岛弧；5，6，7，冲绳东南深水阶地（北、中、南）日本岛弧；8．纪伊水道外深水阶地；9．日向滩深水阶地；10．四国外海深水阶地；11．远州滩深水阶地；12．熊野滩深水阶地；13．能登半岛—若峡湾深水阶地；14．佐渡—能登半岛深水阶地

堑、地垒组成，中新世和上新世沉积层厚1 000m以上，常揉皱变形，张性断裂发育，第四纪超覆沉积厚100—400m。(2) 弧前盆地型深水阶地：岛弧洋侧岛坡上不同水深的深水阶地，主要受弧前盆地控制，基底之上有厚逾1 000m沉积，下部常发生构造变形，上部为水平层状第四纪沉积。其中琉球岛弧洋侧的冲绳东南侧的深水阶地，规模最大，长800多公里，宽50—100km，水深为1 500—2 500m，部分为1 000—2 000m或2 500—3 000m，坡度介于11—21‰，基底上沉积层厚1 500m以上。在东北部（水深1 400m）和西南部（水深2 000m)，也发现两个平坦的深水阶地。需要指出，这类深水阶地外缘一般都存在构造脊（即弧前脊），在形态上往往呈很低矮的、断续分布的海脊和海丘。因此，有时也把这类深水阶地视为被这些海脊和海丘围限的海槽。在以后关于海槽论述中，也把西南日本洋侧岛坡上的深水阶地作为海槽提及。

四、陆 坡 海 脊

陆坡海脊分布于日本列岛两侧岛坡、冲绳群岛东侧岛坡和菲律宾群岛两侧岛坡上。按成因分为：①地垒型海脊，受弧后扩张过程的拉张应力控制，如日本海岛坡上北东东向的奥尻海脊、佐渡海脊和北东向的隐岐海脊，均为地垒块体，纵长100—250km，分布于水深200—1 000m之间，局部呈岛屿（奥尻岛、佐渡岛、隐岐岛）露出海面。海脊由中新世—上新世地层及部分第三纪—第四纪火山岩组成。隐岐海脊与邻侧隐岐海槽间成断层接触（图1)，中新世—第四纪沉积盖层较毗邻海槽薄，厚200—300m，大部分分布于地垒上的次级地堑中。②增生楔海脊，分布于海沟内壁，是板块俯冲作用下各种沉积物、岩石混杂堆积或由较老基岩组成（薛万俊，1987)，日本海沟、西南日本海沟（南海海槽）、琉球海沟和马尼拉海沟的岛坡外缘均发育规模较大的海脊。西南日本消亡海沟增生楔海脊，介于洋侧岛坡海槽与西南日本消亡海沟间，北东向延展长800多公里，宽30—80km，脊顶水深2 000—3 000m，发育一系列平行于海沟的冲断层，为叠瓦状楔状外脊，由中新世、上新世变形沉积层和现代沉积组成。琉球岛弧洋侧岛坡增生楔海脊，由于大量岛源泥沙充填弧前盆地而形成深水阶地，部分掩埋岛弧外脊，致使海脊地貌极不明显，仅在陡峻的岛坡外缘出现连续性较差的海山。台湾至吕宋间有两条南北向海脊，其间为北吕宋海槽所隔。西海脊长500多公里，北宽（60km）南窄（10km)，脊顶水深由北（100m）向南（2 460m）逐渐变深。东海脊（北吕宋海脊），北自火烧岛向南一直延至菲律宾，部分呈串珠状岛屿出露海面（火烧岛、兰屿、巴坦群岛、巴布延岛)，其间为巴士海峡、巴林塘海峡和巴布延海峡穿切。

五、海　　槽

为大陆坡、岛坡上四周坡度较陡或一端伸入边缘海深海平原，至今尚未被沉积物填满的封闭或半封闭之舟状凹地（少数也有盆状，有些文献称之海盆）。海槽的形成和分布严格受构造控制，分消亡海沟型海槽、弧前盆地型海槽、构造谷型海槽和断陷盆地型海槽四类（表1)。

消亡海沟型海槽　为目前已停止俯冲，至今未被沉积物填满的古海沟，南日本海

表1 西北太平洋大陆坡、岛坡海槽统计表

	海槽名称	长(km)	宽(km)	槽底水深(m)	沉积层厚(m)
消亡海沟型	南日本海海槽	500	25—60	4 000	
	南沙海槽	650	20—80	2 800—2 900	1 500—2 000
弧前盆地型	日向海槽	90	30—40	<1 000	
	土佐海槽	70	30—40	600—1 000	700—1 300
	熊野-远州海槽	180	25—50	1 000—2 400	西侧1 000
	室户海槽	120	10—25	1 300	>1 000
	骏河海槽	50	10	1 000—2 000	
	北吕宋海槽	560	20—60	2 600—3 600	1 000—1 500
	西吕宋海槽	250	30	2 400—2 600	4 000—4 500
构造谷型	大和海槽	180	15—25	2 100	500—1 000
	富山海槽	260	30—50	600—2 000	>1 000
	西沙海槽	400	10—70	1 500—3 400	2 000—3 000
	中沙海槽	300	40—80	2 600—3 400	500—1400
	礼乐西海槽	250	16—31	2 800—4 000	1 000
断陷盆地型	奥尻海槽	~80	20—25	1 000—2 000	
	最上海槽	180	20—40	600—1 200	>1 900
	隐歧海槽	180	25—35	1 200—1 700	
	奄美海槽	400	15—40	500—1 000	2 000—3 000

海槽(西南日本海沟)是早中新世菲律宾板块向日本岛弧俯冲的古海沟。南沙海槽（巴拉望海槽）是南海海底扩张、中中新世前已停止向东南俯冲的古海沟，为区内规模最大的海槽，长650km，宽20—80km，槽底水深2 800—4 000多米。南日本海海槽沉积物上部和下部为浊流沉积，中部为半深海沉积。南沙海槽更新世发育珊瑚礁，未变形的更新世和第四纪地层存在混杂岩。

弧前盆地型海槽　　分布于岛弧岛坡的弧前盆地中，分盆状和舟状两种。西南日本岛弧洋侧的日向海槽、土佐海槽、室户海槽、熊野-远州海槽、骏河海槽、相模湾海槽，一般长60—200km，宽10—50km，槽底水深1 000—2 000m，横断面为“U”形。菲律宾岛弧的西吕宋海槽与马尼拉海沟间为岛弧外脊（增生楔形海脊）相隔，长250km，中间宽（55km）、两端窄，呈近南北向坡状起伏。菲律宾中科迪勒拉山脉和三描礼士山脉碎屑物质在海槽中大量堆积（厚4 000—4 500m）[1)]，逐步掩埋西部海脊。北吕宋海槽长560km，南窄（20km）、北宽（60km），槽底水深2 600—3 600m，新生代沉积达1 000—1 500m。

构造谷型海槽　　日本海大和海槽、富山海槽和南海西沙海槽、中沙海槽、礼乐西海槽，均一端延入边缘海深海平原的构造谷型海槽，其形成和分布与大型断裂构造密切相关。日本海富山海槽是中新世早期形成的日本静冈—丝鱼川地沟（地堑谷）在日本海的延续部分，北端与大和海槽相通，长260km，宽30—50km，槽底南浅（600m）北深（2 000m），槽壁雁状断裂发育，新生代沉积厚1 000m以上。位于北大和海台与大和海台之间的大和海槽，中新世—第四纪沉积层也厚达500—1 000m。西沙海槽呈北东东向

1）鲍才旺、薛万俊，1989，南海的海沟与海槽。

弓形，为晚渐新世—中新世裂谷带（张明书等，1987），长400余公里，西宽（70km）东窄（10km），槽坡北陡（1°09′—5°05′），南缓（0°19′—0°57′）（金性春，1984），槽壁东西向张性断裂发育，边坡呈阶梯状下降，槽底水深由西（1 500m）逐渐向东（3 400m）趋深，基底之上晚渐新世以来沉积层厚2 000—3 000m，西厚东薄。中沙海槽，也为晚新世—中新世裂谷带。

断陷盆地型海槽　主要受弧后扩张的张性断裂控制，如日本海的奥尻海槽、津轻海槽、最上海槽、佐渡海槽、隐歧海槽等，一般规模较小，长小于200km，宽20—50km，槽底水深500—1 000m或1 000—2 000m。最上海槽与东、西两侧的飞岛和佐渡海脊呈高角度断层接触，槽底第四纪沉积厚100—150m，其下为中新世和上新世沉积，厚1 700m以上，常揉皱变形，部分出露槽底。琉球岛弧的奄美海槽，夹于吐噶喇火山链（内弧）与奄美群岛（外弧）之间，长400km，南窄（15km）北宽（40km），槽底水深500—1 000m，两侧槽壁塌陷断层发育，槽内上新世—第四纪沙、泥和火山碎屑沉积厚达2 000—3 000m，下部具轻微褶皱、断裂，上部变形较差。

六、海底峡谷

大陆坡和岛坡上常发育窄、深、长短不一的海底峡谷，一般长20—60km至100—300km，最长达700km。谷源多位于大陆架和岛架外缘，有的可穿越大陆坡、岛坡，一直延至海槽或边缘海深海平原或消亡海沟型海槽中，终端水深变化大，介于1 000—4 000m，峡谷上游为"V"形冲刷谷，下游谷宽增大，形成谷底平原。谷轴呈明显的直线状（短谷）或蛇曲状（长谷），坡度上游大，下游小，介于1—200‰之间。大部分海底峡谷受断裂控制，滑塌作用触发的高密度浊流在海底峡谷形成中具有十分重要意义。日本海富山海槽深海长谷是区内最长的海底峡谷，从富山湾大陆架外缘穿越富山海槽，经大和海槽呈蛇曲状向日本海盆蜿蜒延伸，长700多公里，为日本静冈—丝鱼川大断裂在日本海中的延续部分，末端水深＞3 000m，谷源支谷发育，有的直接与河口（庄川、神通川）相接，峡谷横断面随水深增大逐渐由"V"形谷递变为"U"形谷，在水深800—1 000m、1 000—1 200m、1 600—1 800m出现三个台阶面，中下游两侧或一侧发育水下岸堤。

七、深水浊积扇

在大陆坡、岛坡的海底峡谷出口末端，常发育浊流沉积的浊积扇。南海大陆坡上目前已发现10多个规模较大的浊积扇，长15—100km，宽10—15km[1)]。南海东沙东南的深海浊积扇，位于水深2 500—3 700m，地形复杂，海底峡谷发育。在其北部、西部发育大型沙波，表层沉积物为粉砂质粘土，粗屑物质以放射虫、介壳和陆缘沙为主，柱状样发现多层浊流沉积（茂木昭夫，1977）。日本富山浊积扇（高金满等，1987）位于富山海槽出口处的大和海盆边部，面积达7 000多平方公里，是研究区内规模最大的深水浊

1）鲍才旺、薛万俊，1989，南海海底峡谷和海底扇。

积扇，扇面水深 2 000—2 200m，为浊流沿富山深海长谷进入深海平原的坡度骤然变缓的浊积体，向两侧呈平缓倾斜，地貌形态极其显著。

八、海山、海丘

大陆坡、岛坡上海山、海丘分布广。陆坡上海山、海丘主要集中分布于中、下部，呈链状、线状或无明显方向性的海山、海丘群出现。东海陆坡的海山或海丘以地垒山居多，四周为断裂沟谷，形成地垒式隆脊地形，有时为大片断续的断隆地垒山（29°30′—30°00′N，127°30′—129°00′E）[1]。琉球群岛西岛坡海山、海丘主要分布在冲绳海槽与岛坡分界带及 27°N 以北地区，形成北东和北西两组山系，受断裂和火山活动控制。南海北部大陆坡海山、海丘大部分成北东向链状分布，西沙海台南部的海山、海丘呈北东向线状密集排列，南海南部海山群顶部发育珊瑚礁（茂木昭夫，1977）。

九、珊　瑚　礁

南海、苏禄海的大陆坡或岛坡的深水阶地、海台和海山上，普遍发育珊瑚礁。南海诸岛除西沙高尖石和南沙群岛个别岩岛由火山物质构成外，均由珊瑚礁组成[2]。主要为环礁和台礁，南海北部环礁呈北东—北东东向，外围坡度较缓（1°—13°），礁湖水深较浅，南部环礁方向性不明显，外围坡度较陡（9°—26°），礁湖较深（茂木昭夫，1977）。

综上所述，西北太平洋边缘海大陆坡、岛坡与岛弧洋侧岛坡，其地貌特征、组合及形成，与板块俯冲和弧后扩张的构造活动密切相关。

（1）岛弧以西边缘海大陆坡地貌，除明显受构造控制外，堆积作用极其显著，陆源物质大量增筑，大陆坡常具增宽和上缓下陡特征。以堆积作用为主，规模较大的单斜坡，深水平台多发育于边缘海大陆坡上，并在水深不等的海底峡谷出口处发现面积达数百至数千平方公里的深水浊积扇，分布于大陆坡麓和深海平原的平缓隆起扇体，也有人称其谓"陆隆"。而洋侧岛坡普遍较窄，除海槽有较显著的岛源物质堆积，局部出现深水平台外，一般堆积地貌不及边缘海大陆坡、岛坡发育，即使在消亡型海沟中出现浊积层，但至今并未发现形态明显的深水浊积扇体，洋侧岛坡的上缓下陡特征，也并非是岛源物质在岛坡上部堆积作用的结果，均与海沟两侧板块不断俯冲、挤压有关。

（2）大陆坡、岛坡地貌成因，以构造和火山活动的内力作用为主，板块活动控制着地貌的形成和发育。边缘海大陆坡、岛坡以弧后扩张的拉张应力为主，大陆裂离碎块和断裂构造，分别形成大陆坡边缘海台和海槽、深水阶地海底峡谷，地垒、地堑构造控制着纵向海脊和海槽的形成。洋侧岛坡则主要以板块活动的压应力为主，弧前盆地控制着海槽和部分深水平台发育，弧前增生楔常形成长数百公里的海脊。除边缘海大陆坡、岛坡的部分海山、海丘受地垒构造控制外，大部分海山、海丘均与板块活动的火山作用相关。珊瑚礁地貌则主要受纬度控制，广泛分布于南海大陆坡、岛坡上。中纬度区，除琉

1）国家海洋局第二海洋研究所，1987，1:100 万东海地貌图说明书。

2）黄金森，1982，南海地貌类型及其表层沉积特征，中国沿海大陆架石油地质学术会议论文。

球群岛和西南日本洋侧岛架部分地区（五岛列岛、屋久岛、种子岛、都井岬、室户岬、骏河湾、相模湾、房半岛南端），因黑潮活动影响出现珊瑚礁外，岛坡区尚未发现珊瑚礁。

（3）构造与地貌间存在着明显的多样性和同一性。不同构造可形成相同地貌单元，如海槽按基底构造可分为"消亡海沟型"、"弧前盆地型"、"构造谷型"和"断陷盆地型"四种，海脊分"地垒型"和"增生楔型"海脊。反之，相同的构造类型又可形成不同的地貌单元，边缘海大陆坡、岛坡的深水阶地、海槽有时均为断陷盆地控制，洋侧岛坡的深水阶地和海槽则主要受弧前盆地控制，海槽和深水阶地是沉积物在断陷盆地或弧前盆地中堆积过程的不同阶段地貌类型。

南海大陆坡和中央海盆的地貌类型及其特征

南海是西太平洋一系列边缘海之一。南海呈不规则的菱形，其长轴方向为北东30°，长约2 380km，短轴北西向，宽约1 380km。总面积为350万平方公里。

一、大陆坡和岛坡

大陆坡和岛坡是指陆架和岛架外缘坡折线到深海平原边界线之间的广阔地带，有的地方岛坡下限可直达海沟沟底。大陆坡和岛坡地形崎岖不平，地貌类型复杂。

（一）大陆坡和岛坡的概貌

南海大陆坡和岛坡由于受地质构造控制，各段地质构造条件不同。因此，它的地形地貌区域性特征明显。

1. 南海北部大陆坡

南海北部大陆坡北东向展布，东起台湾西南端，西至西沙海槽的东口一带，全长约900km。大陆坡与深海平原的分界线水深为3 400—3 700m。大陆坡自东向西宽度逐渐变窄。其宽度变化在143—342km之间。大陆坡的坡度，东缓西陡，其平均坡降为10.5—23.0‰。在大陆坡上的地貌类型有海台、链状海山、海底谷和海底扇。

2. 南海西北部大陆坡

南海西北部大陆坡，主要是中沙群岛和西沙群岛海域。大陆坡与深海平原分界线的水深为4 100—4 200m，大陆坡的宽度较大，为422—595km，大陆坡的平均坡度较平缓，其平均坡降为6.6—9.1‰。本区大陆坡上的地貌类型有西沙海台、中沙海台、中建海台、中沙北海岭、西沙海槽和中沙海槽。

3. 南海西部大陆坡

南海西部大陆坡，分布在中南半岛东南，万安滩和广雅滩以北海域。大陆坡水深为4 000—4 200m，大陆坡的宽度为203—398km，大陆坡的坡降平均值为10.2—19.8‰。大陆坡上的地貌类型有线状海山群（即盆西海盆）、盆西海台、广雅北海台、盆西洼地、北东向链状海山、南北向链状海山、海底峡谷及海底扇。

4. 南海南部大陆坡

南海南部大陆坡，分布在加里曼丹岛和巴拉望岛北部海域，大陆坡水深为4 000—4 300m。大陆坡的宽度为230—639km，本区为南海大陆坡最宽地段。因此，大陆坡的宽度也最缓，平均坡降为6.4—17.2‰。区内的地貌类型有礼乐海台、南沙海槽、海山群等，而海山群之间分布着海槽、海底峡谷和盆地。本区的西南端有一大型的海底扇。

5. 南海东部岛坡

南海东部岛坡分布在吕宋岛与台湾岛一带的海域，岛坡的范围，自岛架外缘的坡折线起，下界水深为380—5 377m。岛坡狭窄，其宽度为68—135km。平均坡降为30.4—63.0‰。它是南海平均坡度最大的地带。在岛坡上的地貌类型有海沟、海槽、海底峡谷和海底扇。

（二）大陆坡和岛坡上主要的地貌类型

大陆坡和岛坡上主要的地貌类型有海台、链状海山、线状海山、海底峡谷、海底扇、海槽、海沟及海脊等。

1. 海台

海台按其形态可分为两种，其一，海台至少有一面依附在大陆坡斜坡上，如东沙海台；其二，海台的周围均为陡坡，如西沙海台、中沙海台。现将东沙海台、西沙海台、中沙海台和礼乐海台等主要特征列于表1中。

表1 海台地形特征一览表

海台名称	台面特征		斜坡平均坡降(‰)		台面上暗沙或岛屿
	水深(m)	面积(km^2)	陡坡	缓坡	
东沙海台	200	8 100	33.3	5.9	东沙岛、东沙礁、北卫滩、南卫滩
西沙海台	1 000	9 600	27.4	10	宣德群岛、永乐群岛、东岛高尖石、玉琢礁、华光礁、盘石屿、北礁
中沙海台	100	6 300	195.2	45.9	石塘连礁、北微暗沙、隐矶滩、武勇暗沙、济猛暗沙、海鸠暗沙、安定连礁、美溪暗沙、波洑暗沙、排波暗沙、果淀暗沙、涛静暗沙、华厦暗沙、本固暗沙、中北暗沙
礼乐海台	200	13 500	292	44	火星礁、蛍藤礁、安塘礁、巩珍礁、礼乐南礁、阳明礁、雄南礁

2. 海底峡谷及海底扇

台湾浅滩南海底峡谷及海底扇，位于台湾西南至东沙海台之间的大陆坡上，较大的

海底峡谷共有八条，它们的长度 59—297km，宽度 3—45km，谷坡坡降 4.4—186.7‰，纵向坡降 5.4—21.9‰，谷底到谷坡顶的高差 100—2 100m。海底扇一般分布在海底峡谷的出口处，区内形态较清楚的海底扇共有五个，它们的长度 38—98km，宽度 11—39 km，坡降 2.6—19.0‰。

珠江口外海底峡谷及海底扇，分布在珠江口外，自东沙海台以西至一统暗沙的大陆坡上。主要的海底峡谷有五条，长度 74—269km，宽度 9—38km，谷坡坡降 2.6—77.8‰，谷底纵向坡降 2.7—36.1‰。谷底到谷坡顶的高差 50—616m。区内的海底扇在地貌形态上反映较清楚的共有四个，它们的长 54—66km，宽 14—50km，坡降 4.0—7.4‰。

南海西部海底峡谷与海底扇主要分布在中建海台的南部。它们的长度 32—140km，宽度 8—35km，谷坡坡降 6.0—166.7‰，谷底的纵向坡降 6.0—28.6‰。谷的方向 SE 100°—155°，在中建海台南有两个海底扇，它们长 33—63km，宽 21—32km，坡降 1.6—9.1‰。

南海西南海底峡谷与海底扇分布在广雅滩到泰康滩以北海域，其中有一条大的海底峡谷，长度可达 345km。谷坡坡降 17.3—105.6‰，谷底纵向坡降 7.2‰。在南薇滩以南有一个大的海底扇，位于巽他陆架海谷的出口处。

3. 海沟

海沟分布在南海东部，巴士海峡和吕宋岛的西部，有一条近南北向的负地形，全长 1 028km，以管事滩为界分为南北两段。南段称为马尼拉海沟。马尼拉海沟向西突出，总体呈反“S”形，沟底水深 4 700—5 300m，据现有资料海沟最深处为 5 377m，也是南海最深点。海沟的沟底宽 3—8km，西坡平均坡降为 22.2—81.2‰，东坡平均坡降为 56.7—306.7‰，东坡平均坡度较西坡平均坡度陡。

4. 海脊

台湾南海脊：它自台湾岛的南端鹅銮鼻岸外起，南到管事滩一带止，全长 573km，以 19°20′N 为界，可将海脊分为南北两段，北段海脊为南北走向，南段海脊为北东—南西走向。台湾南海脊的地形地貌形态自北向南是有规律的变化，海脊的脊峰水深北浅南深，水深变化范围 0—2 464m；脊峰的高差南小北大，变化范围为 1 575—3 538m；海脊的宽度南窄北宽，其宽度变化在 48—137km。海脊西侧的坡度较缓，而海脊的东侧坡度较陡，其平均坡降为 28.0—195.8‰。

吕宋北海脊：它自台湾岛东新港外起，南到吕宋岛北止，海脊为南北走向，全长 480km。海脊脊峰水深较浅，有的地方出露水面成为岛屿，自北向南的岛屿有火烧岛、兰屿、亚米岛、巴坦群岛和巴布延群岛等。脊峰的高差均较大，一般为 4 000m 左右。海脊的西坡平均坡降为 39.6—246.7‰，东坡平均坡降为 33.5—143.9‰。海脊的北部坡度较陡，向南逐渐变缓。海脊的宽度北部较窄，向南逐步变宽。

5. 海山与海丘

北东向链状海山　主要分布在南海北部大陆坡和西南部大陆坡上。主要有三条北东向链状海山分布。

尖峰-北坡链状海山　位于南海东北部，东沙海台的东南侧，水深2000—2 500m的大陆坡上。由尖峰海山、北坡海山以及它们之间的海丘组成。链状海山长约290km。

笔架链状海山　位于尖峰-北坡链状海山的东南，这两条链状海山延展方向互相平行。笔架链状海山由笔架海山以及向西南延伸的海丘组成，全长约330km。

南海西南链状海山　分布在广雅滩到康泰滩一线的西北，沿着海底峡谷的东南坡分布，全长约360km。

南北向链状海丘　主要分布在南海西部，沿着大陆架外部边缘分布。海丘链全长约270km。组成链状海丘中主要的峰顶水深为10.9m，128m和117m，高差为83—189m。

6. 海槽

南海近东西向分布的海槽有西沙海槽、中沙南海槽。西沙海槽全长约621km，槽底自西向东倾斜，平均坡度为0°14′，并具有自西向东槽底逐渐变平，宽度变窄，槽壁变陡等特点。北东向分布的海槽有中沙海槽、礼乐海槽和南沙海槽，其中以南沙海槽规模为最大，长约810km，槽底较平，槽底与槽壁之间的坡折线非常明显，海槽底自东南向西北宽度逐渐变窄，海槽内分布着洼地和海山等，洼地的长轴与海槽的走向相一致。近南北向分布的海槽有北吕宋海槽和西吕宋海槽。

二、中央海盆

中央海盆的分布范围是在大陆坡的坡脚以下。按地貌类型分为深海平原、海山和海丘。

（一）深海平原

深海平原北东—南西向展布，可分为中央深海平原和西南深海平原。

中央深海平原与西南深海平原之间的界线是中南海山。中南海山为南北走向，沿着这个方向，即115°20′E是两个平原的分界线。

1. 中央深海平原

中央深海平原北部和北部大陆坡相接，其水深界线为3 400—3 700m；东部为马尼拉海沟；南邻礼乐海台和陆坡，其水深界线为4 000—4 300m。中央深海平原以珍贝海山和黄岩海山为界，可将深海平原分为南、北两部分。

北部中央深海平原自北部大陆坡脚向南水深逐渐增加到南部珍贝海山与黄岩海山脚，其水深为4 000—4 303m，深海平原自北向南微微倾斜，平均坡降1.25—1.61‰，它的长为345—439km，宽330—495km。

南部中央深海平原总的地势自南向北水深逐渐增加，其水深范围是4 000—4 403m，平原表面自南向北倾斜，其平均坡降为0.31—2.22‰。它的长为138—335km，宽120—315km。

2. 西南深海平原

西南深海平原长轴为北东 53° 方向、长 525km，东北部最宽处为 342km，向西南宽度逐渐变窄。深海平原与陆坡交接水深为 4 000—4 300m，在平原中部与它的长轴相平行的分布着舟状洼地，其水深为 4 400m 左右，所以两侧平原微微倾向舟状洼地，其平均坡降为 0.65—3.6‰。东北部坡度较缓，向西南方向坡度逐渐变陡。

舟状洼地分布在长龙海山的东南侧。它的长度为 190km，宽 40km 左右，长轴方向为北东 52°。水深大于 4 400m，最大水深为 4 484m。

串球状洼地分布在深海平原的南部边缘，在 12°N 线附近，共有五个小洼地沿东西向排列。它们长 15—75km，宽 4-20km，底部水深 4 403—4 462m。

(二) 海山和海丘

中央海盆发育有星罗棋布的海山和海丘，其分布都有一定的规律，其中有东西向链状海山、南北向链状海山、北东向线状海山和链状海山、北西向链状海丘。

1. 东西向链状海山

东西向链状海山有珍贝-黄岩链状海山、涨中链状海山等（表 2）。其海山链的总体特征，自南向北海山链长度逐渐变短，高差由大变小，坡度由陡变缓。

表 2 南海东西向链状海山一览表

名称	长度 (km)	高差 (m)	坡度
珍贝-黄岩链状海山	540	321—4 003	1°32′—20°01′
涨中链状海山	278	328—3 395	1°26′—26°31′
宪南链状海山	206	345—1 858	0°52′—13°54′
宪北链状海山	297	214—3 882	1°01′—15°11′
玳瑁链状海山	150	151—1 020	1°16′—12°46′

2. 南北向链状海山

南北向链状海山有中南链状海山、小珍珠链状海山和石星一大珍珠海山等，其形态特征见表 3。

表 3 南海南北向链状海山一览表

名称	长度 (km)	高差 (m)	坡度
中南链状海山	243	320—4 027	1°11′—29°03′
小珍珠链状海山	195	550—3 680	1°23′—24°42′
石星-大珍珠链状海山	495	154—2 820	0°44′—20°36′

3. 北东向海丘（海山）

北东向线状海山：在南海西南深海平原上，有数条线状海山。它们的峰顶水深为1 280—4 149m，高差为251—3 020m，大多数峰顶水深在1 000m以下。它们长41—234km，宽8—24km，长度与宽度的比值为2.7—12。线状海山的走向为北东—北东东。线状海山的坡度，东南坡陡，最陡处的平均坡降为269.3‰，西北坡缓，平均坡降为59.2‰。

北东向海山——双峰海山：位于中央深海平原的西北部西沙海槽的东口。双峰海山主要的两个山峰，其峰顶水深分别为2 407和3 026m，高差为1 293m和574m。海山长56km，宽17km，山体走向北东东。

北西向链状海丘（海山）：主要分布在西南深海平原上，主要有三条，但其高差都较小。

南海海底地貌有明显的地区性特征。大陆坡和岛坡地貌在不同地区差异较大，西南深海平原与中央深海平原上的地貌也各有特点。海底地貌的形成与演变受南海板块构造运动所控制。

南海第一幕扩张发生在晚白垩世—早古新世，扩张轴为北东向，位于西南深海平原中部的舟状洼地，海底向东北和西南方向扩张。第二幕扩张发生在晚渐新世—早中新世，扩张轴为东西向，位于15°N附近的珍贝-黄岩链状海山一带。南海第二次扩张的同时，菲律宾聚敛带也逆时针的旋转并向北移动，逐渐与台湾岛碰撞挤压，南海边缘海形成。因而，从南海地貌排列组合而言，不论是一级地貌单元大陆坡和岛坡、中央海盆，还是二级地貌单元海山与海丘、海槽与海沟、海台、海底谷等非常明显地存在北东向、近东西向和南北向等方向的地貌组合。这些地貌组合方向性是受板块运动控制的结果。

主要参考文献

王乃樑，1980，构造地貌，中国自然地理（地貌），科学出版社。
尹泽生，1982，1:250万欧洲国际地貌图评价，地理译报，第2期。
中国科学院海洋研究所海洋地质研究室，1982，黄东海地质，科学出版社。
中国1:100万地貌图编辑委员会、中国科学院地理研究所编，1985，地貌制图研究文集，测绘出版社。
中国1:100万地貌图编辑委员会，1987，中国1:1000000地貌图制图规范（试行），科学出版社。
丛鸿文、孙家淞、鲍才旺编，1992，中国海区及邻域地形图（1:500万），地质出版社。
冯文科等，1982，南海地形地貌特征，海洋地质研究，第2卷，第4期。
朱夏，1973，中国东部板块内部盆地形成机制的初步探讨，石油实验地质，第1卷，第1期。
孙家淞、周长振、冯栋志，1984，从几种地貌类型的发育论述水动力作用的影响，海洋通报，第3卷，第2期，第52—61页。
地质矿产部海洋地质调查局，1985，冲绳海槽地貌及沉积物研究，海洋地质专刊，第2卷，第1期。
地质矿产部海洋地质调查局，1987，东海工程地质条件的初步研究，海洋地质专刊，第4卷，第1期。
何廉声，1987，大地构造图说明书，南海地质地球物理图集，广东省地图出版社。
张家诚主编，李文范副主编，1986，地学基本数据手册，海洋出版社。
张明书等，1987，西沙礁相第四纪地质，地质矿产部海洋地质研究所集刊，山东科学技术出版社，第196页。
金性春，1983，板块构造学基础，上海科学技术出版社。
金庆焕等，1988，南海地质与油气资源，地质出版社。
林美华等编，1988，东海及邻近大洋海底地形图（1:300万），中国地图出版社。
国家海洋局第一海洋研究所主编，中国科学院地理研究所绘制晕渲，1984，渤黄海地势图（1:100万），地图出版社。
耿秀山，1981，黄渤海地貌特征及形成因素探讨，地理学报，第36卷，第4期。
高金满等，1987，冲绳海槽的地形地貌特征，海洋地质与第四纪地质，第7卷，第1期。
阎恒凯，1981，关于日本的海底地形问题，辽宁师范学院院报，第1期。
鲍才旺，1987，地形图及说明书，南海地质地球物理图集，广东省地图出版社。
薛万俊，1987，地貌图及说明书，南海地质地球物理图集，广东省地图出版社。
大森昌伟、茂木昭夫、星野通平（常子文译），1980，浅海地质学，科学出版社，第282—470页。
星野通平、岩渊義郎、青木斌（王德文、薛金声等译），1980，深海地质学，科学出版社，第1—285页。
都城秋穗等（周云生、张儒瑗译），1986，造山运动，科学出版社。
马托埃，M.（刘小汉、许志琴译），1983，山链的形成，特提斯构造带地质背景，二十六届国际地质大会论文选译，地质出版社。
马托埃，M.（张道安译），1984，地壳变形，地质出版社。
巴舍尼纳，H.B.等（苏时雨译），1979，1:250万欧洲国际地貌图图例系统，地理制图研究，第1期。
William R.Dickinsion 等（罗正华、刘铭铨译），1982，板块构造与沉积作用，地质出版社。
茂木昭夫，1977，日本近海海底地形誌——海底俯瞰図集，东京大学出版社。
Torao Yoshikawa, Sohei Kaizuka and Yoko Ota, 1980, The Landforms of Japan, University of Tokyo Press, Tokyo.
Бащенина Н. Б. и О. К. Леонтьев, 1976, О. Легенде к международной геоморфологической карте Европы' масштабе 1:2500000. Изд. Московского университета.

第二篇 地 球 物 理

重力场特征

为了全面展示一个地区重力场的特征，通常采用空间重力异常、布格重力异常、均衡重力异常三种异常图件，它们形式不同，意义也不同，都能在一定程度上用于地质解释。一般陆区偏重于使用布格异常，海区偏重于空间异常。均衡重力异常则作为辅助资料。

一、重力场的分区及其宏观特征

中国海区及邻域的重力场，按宏观异常特征可分三大区（图1和表1）。

第一区（I），位于图幅的西北部和西侧，地理位置对应朝鲜半岛、中国大陆、中南半岛和加里曼丹等陆区和陆架区。布格异常和空间异常都以低值或负值异常为其主要特征，根据场值的变化和异常的优势方向，在I区内又分为I_1—I_{12}共12个场区。第二区（II），位于图幅的北东方向至南西方向对角线的两侧附近。II区内的空间重力异常以明显的条块分割和正负交替，而布格重力异常则以比I区高得多的异常值为主要特征。II区的地理位置对应海盆、海槽、岛弧、海沟的分布。在该区内又分为特征不同的10个场区I_1—II_{10}。第三区（III），位于图幅的东南侧，空间重力异常除一些幅值为60—120mGal的局部异常圈闭的分布外，基本上以零值左右的平缓场值分布为特征，场值变化范围±30mGal。布格异常以300—400mGal的高场值为主要特征。在该区内按异常特征的差异又分为四个场区。所以，图幅内的重力异常，共分为三大区（I，II，III）和26个场区（I_1—I_{12}，II_1—II_{10}，III_1—III_4）。各区的分布情况可见图1，各场区的简要特征列于表1。为了对比方便，在表1内，还列出了大地构造的一级和二级分区。第一区对应于大地构造的欧亚板块的东亚陆缘区，第二区对应欧亚板块的边缘海过渡带，III区对应菲律宾海板块。

各场区的特征差异与它们所处的大地构造位置、地壳结构、地层组合等条件有关。它们的异常均值、幅度、优势走向、次级异常特征各具特点。在I区和II区的部分地区，异常长轴的优势走向与基底构造走向相符或基本相符。在III区和II区的部分地区与第二层的构造走向接近或一致。异常的场值和变化特征主要受壳层内部物质的结构，即密度界面的影响。在新生代沉积盆地发育地区、密度界面包括有Q-N，N-E，E-M_2的界面外，还有Mz-Pz，Pz-Pt，Pt-下地壳以及下地壳-上地幔之间的密度界面。在没有新生代沉积盆地发育的地区，通常只有后面这一组密度界面的影响。陆区或陆架区大量的实际资料证明，一些短波长的异常变化多与Q或N-Mz，Mz-Pz，Pz-Pt之间的密度界面的起伏有关，波长更大一些的异常则多与莫霍面的起伏及上地幔的密度不均匀有关。

地壳平均密度为2.67g/cm^3。第四系沉积层的密度一般为2.0g/cm^3，上第三系一般

表1　中国海区及领域重力场分区表

大地构造分区		重力场一级分区	重力场二级分区	分区名称	异常特征	备注
欧亚板	东亚陆缘区	Ⅰ	$Ⅰ_1$	华北内蒙古区	Δg_B 轴向北东东，场值由南－40向北递减至－120，南部一梯级带与邻区分界	
			$Ⅰ_2$	华北北区	Δg_B 优势方向为北东和东西向，东部和西部分别受郯庐断裂和太行山隆起的北北东向的影响而表现出北北东向，场值±10，北部受燕山带影响呈东西向	
			$Ⅰ_3$	华北南区	Δg_B 以近东西的方向为主，场值－30—10，平均－10左右	
			$Ⅰ_4$	胶辽地区	Δg_B 优势方向为东西，场值 20 左右，西部北部受郯庐断裂影响呈北北东向，呈大面积升高的场值区	
			$Ⅰ_5$	苏北-南黄海区	Δg_B 西部呈北北东向，东部呈北东东向，场值±10，空间异常 Δg_F 与 Δg_B 类似	
			$Ⅰ_6$	东海陆架北区	Δg_B 和 Δg_F 形态相似，异常优势方向东西（含北东东，北西西），Δg_F 约 15，正值为主，叠加局部低负异常	
			$Ⅰ_7$	华南西区	优势方向北东，场值由西向东递增，Δg_B 最低值－240	
			$Ⅰ_8$	华南东区	主体方向北东，依海岸线的弧形变化，该区异常 Δg_B 由南至北逐渐由北东东转为北东，甚至北北东向，场值－30—－60	
			$Ⅰ_9$	东海陆架南区	异常呈明显的北北东向，场值一般 17.5，Δg_B 和 Δg_F 相似，个别局部异常低于零值	
			$Ⅰ_{10}$	南海北部陆架区	Δg_B 和 Δg_F 背景场自西向东依次升高，北部湾一带－20—－40，珠江口外为 0—－20，台湾海峡一带 20—40，异常轴向北东—北东东，海南岛东南异常轴向正交	
			$Ⅰ_{11}$	中南半岛及陆架区	空间异常正负参半，12°—16°N 有一高值区，海陆分界有一梯级带，异常等值线多绕半岛展布	
			$Ⅰ_{12}$	北巽他陆架区	加里曼丹西部和北部海域，Δg_B 和 Δg_F 以正值为主体，背景值比北部陆架高 20—30	与 $Ⅱ_{10}$ 区分界资料不详
			$Ⅱ_1$	日本海区	Δg_F 0—－20，Δg_B 100—260，但海岭区 Δg_F 为 20—80，Δg_B 100—140，东西两侧有明显的线状梯级带，异常特征与地形相关	

块	边缘海过渡带	Ⅱ	$Ⅱ_2$	西南日本	Δg_F 在陆区 20—60，海区主要为负异常，主要方向北东东，邻近东北日本变为北北东
			$Ⅱ_3$	东北日本	Δg_F 和 Δg_B 均为明显正异常，优势方向北北东
			$Ⅱ'_4$	琉球岛弧区	Δg_F 一般海沟为负异常约 −100，岛弧区 20—60，正负相伴，线性延伸，Δg_B 则与 Δg_F 的变化反向
			$Ⅱ_5$	台湾-菲律宾岛弧区	Δg_F 海沟区场值为负，但东侧海沟比西侧场值高，西侧一般 −100，最低达 −300，岛弧区可达 240，正负异常紧密排列，主要方向近南北
			$Ⅱ_6$	南海北部陆坡	Δg_F 在 114°E 以西为南北向负条带状异常，以东的异常以北东为主
			$Ⅱ_7$	西沙-中沙群岛	西界 110°E，东界 4 000m 水深线，Δg_B 由 20→200，Δg_F 短波长异常变化显著，构成北东方向为主的相间排列异常带
			$Ⅱ_8$	南海海盆	Δg_F −20—20，Δg_B 300—320，场值平稳，尖锋状 Δg_F 对应着海山或海山链，异常走向北东，也有东西向
			$Ⅱ_9$	南沙群岛区	与 $Ⅱ_7$ 的异常特征相似，但背景值较高，Δg_B 近 100，局部走向以北东为主北东东和北西次之
			$Ⅱ_{10}$	苏禄海区	北部 Δg_B 60—200，Δg_F 0—50，中部卡加延岛 Δg_B 100—300，Δg_F 20—50，南部为一梯级带，场值下降
菲律宾海板块		Ⅲ	$Ⅲ_1$	小笠原岛弧	Δg_F 基本为正值，20—120，局部异常方向较乱，但总体方向近南北
			$Ⅲ_2$	四国海盆区	Δg_F 异常平缓，以正值为主，−10—40，总体方向北北西，Δg_B 背景值 320，有局部的高和低
			$Ⅲ_3$	大东海岭区	Δg_F 在东北部为 40—100 的北北西向异常链，西南为冲大东海岭对应的 40—100 局部异常链，中间为对应大东群岛的异常群 Δg_F 60—140，Δg_B 200—300
			$Ⅲ_4$	西菲律宾海区	大体以北西向的海盆中心线为界，北侧 Δg_F 0—10，西侧 0—20，Δg_B 为高场值区 360—400

注：Δg_B 为布格异常，Δg_F 为空间异常。表中数值单位均为 mGal。

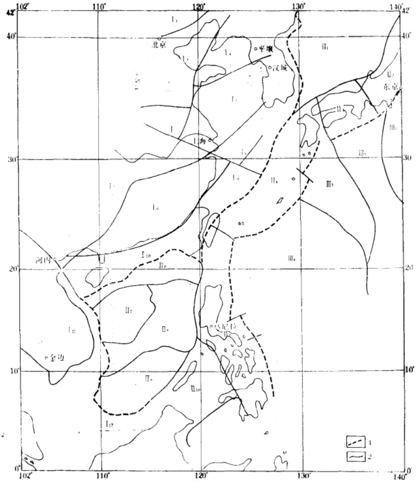


图1　中国海区及邻域重力异常分区示意图

1．一级分区；2．二级分区

为2.2—2.35g/cm³,下第三系为2.35—2.58g/cm³,中生代的沉积层一般为2.50—2.65g/cm³,古生代的2.60—2.70g/cm³,而元古宙的变质岩大致在2.75g/cm³左右。各类岩浆岩的密度由酸性至基性有逐渐增大趋势,花岗岩一般为2.60g/cm³,闪长岩2.65g/cm³,而橄榄岩等基性岩则多在2.7g/cm³以上。因此，在重力异常的升高区域，一般都对应着古老岩层的隆起，而重力异常低负地区则通常对应着古老岩层的拗陷部位或对应密度值较低的酸性岩浆岩的分布。

在大洋型地壳的分布区，岩层密度特征有较大的不同，与陆壳相比，厚度减薄，层次减少。大洋型地壳一般分为三层，即大洋层1，这主要是沉积层、厚度较薄，一般在数百米以内，密度值2.0—2.4g/cm³。在大洋层之下为大洋层2，主要由玄武岩、玄武质安山岩组成，层厚也不大，一般在1.4km左右，密度2.65g/cm³左右，是研究洋壳

年龄的重要标志层，通常所说的磁条带异常就是由此层激发引起，因此，它相当于洋壳的基底层，它的构造形态对重力异常的特征影响很大。大洋层2之下为大洋层3，这是下地壳层，密度2.8—3.0g/cm³，厚约3.5km，比较稳定。看来陆壳和洋壳的下地壳层之间没有明显的间断，变化比较连续。

二、重力异常的地质意义

中国海区及邻域重力异常图的问世，无疑为研究该区许多地学方面的问题提供了一种基础资料。它所隐含的内容不是在一个短时期内弄得清楚的，这里只能提出一些初步认识。

（一）重力场与地壳结构

如前所述，重力异常在全区范围内宏观上可分成三个特征不同的区域。它们分别对应着陆壳、过渡壳和洋壳三种不同的壳层结构，三者的对比可见表2。表2中所列的地壳厚度、地壳结构和长波长异常背景的差异，集中地反映在重力异常上。进一步的分析证明，洋壳和陆壳厚度差别主要是由于洋壳中没有或很少有6.0—6.3km/s的速度层。下面以东海两侧的福建省德化—宁德剖面[1)]和东海—九州帛琉海域的剖面[2)]对比为例（见表3），由表3可知，陆壳的厚度约32—33km，洋壳的厚度约11—12km，两者相差20km左右的原因正是由于洋壳中缺少了速度为6.0—6.3km/s这一层，即表3中的第三层。在大陆和陆架区，这一层的地质属性为基底变质岩系，属于硅铝质层，在洋壳中缺失这一层系说明洋壳的新生性，是两种类型地壳的根本区别。东海陆架和琉球岛弧介于上述两剖面之间，而东海陆架盆地一带的地壳结构的模式亦介于这两者之间，其变化趋势是第三层由西往东逐渐减薄。近期的研究结果表明，这一速度层的密度为2.76g/cm³，

表2 陆壳和洋壳以及过渡壳对比

分区 \ 对比项	地壳厚度(km)	地壳速度结构（V以km/s为单位）	低阶场(mGal)	布格异常(mGal)	空间异常(mGal)
陆　壳	30—45	1.沉积盖层　$V=1.8—5.0$ 2.浅变质基底$V=5.8—6.0$ 3.深变质基底$V=6.0—6.3$ 4.下地壳　$V=6.7—7.6$	−10	−50	−70
过渡壳	12—28	介于陆壳和洋壳	0—30	150	±200
洋　壳	6—12	层1　$V=1.85—4.5$ 层2　$V=4.6—6.0$ 层3　$V=6.7—7.6$	±10	>280	±30

1) 刘绍成，1989，应用地球物理资料研究福建热田的控热构造及远景，福建省地质矿产局物化探大队，BISEG论文集。

2) W.J.Ludwig、S.村内，1980，日本九州以南的东中国海与西菲律宾海边缘地区的构造，东海地质译文汇编（一），地质矿产部海洋地质调查局。

表 3 陆壳和洋壳速度剖面对比

层次 \ 剖面/结构	德化—宁德剖面			东海—九州、帛琉剖面		
	深度区间(km)	层厚(km)	速度(km/s)	深度区间(km)	层厚(km)	速度(km/s)
第一层	0—2.14	2.14	—	0—6.28	1.51（未计水层厚4.77）	2.0—4.7
第二层	2.14—6.0	3.86	5.5—6.0	6.28—7.69	1.41	5.5—6.0
第三层	6.0—25.7	19.7	6.0—6.3	—	0	—
第四层	25.7—32.4	6.7	7.20	7.69—11.27	3.57	6.7—7.20
上地幔	>32.4		8.0—8.1	>11.27		7.8—8.5

它构成东海陆架盆地的基底，由于强烈的构造活动，盆地东部西湖凹陷一带受到后期构造活动的强烈改造，有的地方甚至完全尖灭。

在南海、地壳速度结构与东海情况类似。80V36 号声呐浮标是南海大陆架地区最完整的一个地壳结构剖面（金庆焕，1989）。这里属陆壳，水深 90m，共观测到 13 个速度层，其中 1—10 层为新生代以来的沉积层，速度在 1.8—4.6km/s 之间，第 11 层是白垩纪花岗岩，速度 5.55km/s，第 12 层的速度为 6.3km/s，第 13 层的速度为 7.05km/s，它们分别与表 3 中德化一宁德剖面中的第一、第二、第三和第四层一一对应。根据东海的调查资料，速度为 6.3km/s 的第三层是比较古老的变质岩系，速度为 7.05—7.20 km/s 的第四层可能属下地壳层。南海深海平原的地壳结构属洋壳，由沉积层、大洋层 2 和大洋层 3 组成。大洋层 3 之下是上地幔。8V36，35V36 和 124C17 是南海深海平原中最有代表性的三个声呐浮标站，它们所揭露的大洋地壳结构比较完整。如 8V36，它所揭示的沉积层包含有 5 个速度层，速度 1.5—5.01km/s，厚 3.18km。沉积层之下为大洋层 2，速度 5.42km/s，厚 0.98km。大洋层 3 速度 6.7km/s，厚 3.1km。所揭示的速度结构分别对应表 3 中的东中国海一九州、帛琉剖面中的第一、第二和第四层（金庆焕，1989）。可见南海深海平原的地壳结构和九州、帛琉海域的情况一样，也缺少了 6.0—6.3km/s 这一速度层。

速度相同的壳层一般具有相同的密度结构，但地质属性则未必一样。例如洋壳中的层 2 通常由玄武岩和被玄武岩捕留的固结沉积层组成，其速度 5.5km/s 左右。但陆壳地区速度为 5.5km/s 的壳层则一般属未变质或轻变质的中、古生代地层，总体上划为硅铝层的一类。

陆壳和洋壳地区重力异常场值特征上的差异，有浅层的原因，也有深层的原因。陆壳中密度较低的硅铝质层较厚是引起陆区低负异常的因素之一；莫霍面是一个明显的密度界面，界面上下层的密度差可达 0.4g/cm^3 以上，而从洋壳到陆壳，该界面由浅变深，落差可达 20km 以上，这是较深层的场源因素。重力异常中，包含着相当丰富的关于莫霍面深度变化的信息，对重力布格异常进行中低频滤波处理并利用区内数量不多的莫霍面深度的已知点作控制，已编制出该区莫霍面构造图。

上地幔的密度也是不均一的。它内部也有横向上的密度差异。有资料表明，洋壳地区上地幔的速度大于陆壳地区的上地幔的速度。这一情况不仅说明了上地幔物质在横向上的密度差异，而且与洋壳地区长波长重力异常明显高于大陆地区的长波长异常的情况（见表 2）完全符合。因此，大陆地区的地幔流应力场多受地幔上升流的支配，洋壳地区则可能主要受地幔下降流应力场的影响，这一动力学模式与近年来利用卫星重力球谐系

数计算的地幔流应力场图是比较一致的。地幔密度的横向差异对重力异常特征的影响是一个不可忽视的因素（蒋家祯等，1984）。

（二）重力场与大地构造区划

具有不同基底结构、构造、不同岩浆活动和地层发育史以及不同构造方向的大地构造单元之间，重力异常的宏观特征往往表现出一定的差异。

在I区内，北面以秦岭—大别山—舟山—东海陆架盆地内的平湖构造南部的联线为界，南面以红河为界，这两条北西—北西西方向的界线是不同场区的重要分界线，将西部陆区分成场值特征不同的三部分。北面的部分是华北地区，异常幅值Δg_F为0— - 30mGal，Δg_B约20-- - 120mGal，中间一块是华南和中南地区，异常幅值Δg_F约0 —- 150 mGal，Δg_B约 - 20— - 240mGal，南面的部分是印支地区，异常幅值Δg_F为± 30mGal，Δg_B在0— - 120mGal 间。三个地区的异常优势走向各异。这三个区域的重力异常特征差异的原因是比较复杂的。地形地貌特征上的差异是一个重要原因，莫霍面作为一个密度界面也会对重力异常产生很大影响。但通过横跨两大区的剖面对比，莫霍面的深浅变化与该剖面上重力异常的高低并无明显的相关关系（焦荣昌，1988）。有资料表明，华北与华南地区，岩石层下的低阻层顶深相差很大。古地磁资料说明，在古地史上，两者可能分属不同的地块（金性春，1984）。中国大陆东部的三维速度结构资料说明，不同区域的低速层顶部埋深也有明显的差异。许多资料表明，这三个区域当属不同的大地构造单元，是在地壳分别经历了长期演变和作用下拼合起来的，重力异常特征上的差异只是从一个侧面反映了不同地体之间的差别。

在日本陆区，东北日本和西南日本之间重力异常特征差异也十分明显。两者以静冈—丝鱼川为界。西南日本重力异常方向为北东东，东北日本的为北北东向。场值特征也有差异。据研究，静冈—丝鱼川断裂带是一条左移断裂带，是库拉特提斯板块的边界并以不同的速度向北位移。东北日本东缘的由白垩纪开始的岛弧性火山带向北海道西北的礼文和莫涅隆岛延伸，往南终止了该断裂带。东北日本岛弧的深部结构呈地垒状上隆，而西南日本莫霍面呈下凹状，表现出两者从浅部到深部在结构上的显著差别。

据古地磁测量结果推断，西南日本是欧亚板块分离出来和冈瓦纳大陆解体后在不同时期向北陆续拼贴起来的。东北日本是由南往北迁移到目前的地理位置（滕田和夫，1984），如果这一判断是正确的话，那末东北日本和西南日本重力场特征上所表现的差异就是不难理解的了。

根据重力场特征的差异划分大地构造单元边界的例子在中国海区及其邻域重力异常图中还可指出多处。例如青岛—临津江拗陷北缘联线为界的南北重力场特征分区的界线反映了北部为太古宙基底的华北地体与南部为元古宙基底的扬子地体的分界线。在这界线的北侧异常优势走向为北北东—北东，界线以南的为北东东—东西向。长江口外鸡骨礁北侧至朝鲜半岛西南侧大黑山群岛附近的联线既是重力场区的分界线，也是磁力场分区的界线，界线两侧地形特征也有一定差异。这一界线西北是扬子地体，场值的优势走向以北东东和近东西向为主。界线东南侧是华南褶皱系在海区的延伸，异常方向比较复杂，但北西西方向的较多。这一界线也表现在上地幔低速层顶面埋藏深度的差异上。东海陆

架盆地南北分块的舟山-国头断裂也是东海陆架区重力场特征分区的重要标志。断裂带的北侧西部以北西西向异常占优，且异常背景值略低于南侧。鱼山-久米断裂是舟山-国头断裂带南部的边界断裂，在该断裂以南，重力异常的方向主要为北北东，背景值略高于北部。断裂带南北两侧上地幔低速层顶面埋深也有较大差别。中国大陆东南沿海断裂带沿北东向延伸与瓯西断裂、钱塘西断裂相连，这是东海陆架盆地南部西侧的边界断裂。它向北延至舟山-国头断裂带后，经过转换与海礁-虎皮礁东侧断裂相连并向北东方向延伸，与西南日本的飞驿带相接，构成海南岛至西南日本之间的一条巨大的地块之间的对接带，对接带各段发生的时间虽然不同，但该带两侧重力场的差别则是明显的。

（三）重力梯级带与三条大断裂带

线性延伸较大且明显的重力异常梯级带所反映的横向上的密度差异信息指出了区内的规模较大的构造带的存在。

中国大陆东部有一条北北东方向的重力梯级带。北自大兴安岭向南经太行山前缘，穿过秦岭，延至武陵山区，纵贯中国大陆东部，于34°—35°N和40°—42°N一带分别与两条近东西向的秦岭和阴山重力变异带相交。相交处重力异常等值线发生明显扭曲，梯级带被明显的分成三段，阴山以北为北段，秦岭以南的湘鄂山地前缘部分为南段，南北两段之间，以太行山为主体的部分是中段。大量的研究结果说明，尽管北、中、南三段地史发展相差悬殊，莫霍面由东向西呈阶梯状下降的变化情况则都是一致的。梯级带东西两侧上地幔低速层顶深的变化也很明显，以中段为例，东侧上地幔低速层顶深约70km，西侧可达110km左右。可见这一梯级带主要反映了地壳深部和上地幔中的横向密度差异。

中国大陆东南沿海一带也存在着一条北东方向延伸的重力梯级带。对该带也进行过多方面的研究。在厦门等图幅的区域重力调查中，推断这里对应一高角度的北西倾斜的断裂带。速度结构研究说明，不仅是莫霍面而且是上地幔中的低速层顶界都存在一向北西方向倾伏的阶梯状变化与该重力梯级带对应。也有一些研究工作结果说明这里是不同地体的碰撞带和缝合线。总之，东南沿海的这一重力梯级带既有浅部的原因，更有深部的背景，它所表示的地质含义还有待进一步认识。

东海海域的中部也有一条北北东向重力梯级带，它从（26°N，123°E）由南向北经（32°N，128°E）继续向北至西南日本，异常值由西侧的20—30mGal急剧升高到东侧的30—40mGal，这里海底地形平缓，异常梯级带与海底地形无关。反射地震的资料揭示，梯级带西侧为东海陆架盆地的东缘，盆地凹陷内充填有新生代以来的巨厚沉积，其厚度达5km以上，东侧的新生代以来的沉积厚度约1km，其下为速度5.5km/s以上的基岩，相对西侧为一基底隆起带，即钓鱼岛隆褶带。上延25km后，重力异常梯级带的面貌依然表现清晰[1)]，可见该梯级带所表现的横向密度差异相当深厚的地质背景。据研究认为钓鱼岛隆褶带可能是中国大陆边缘的又一个不同地体的对接碰撞带。

比较明显的重力梯级带还有许多，它们所隐含的地质意义内容是丰富的，不同地区

1）王和明、焦荣昌、高德章等，东海重力磁力调查报告，地质矿产海洋地质综合研究大队。

必须根据具体情况具体分析。今后在研究这些地区的地质构造时，重力异常图无疑是一个不可缺少的基础资料。

（四）大型沉积盆地的重力场

中国海区和邻域的一些大型沉积盆地，如华北盆地、江汉盆地、南黄海北部盆地、苏北—南黄海南部盆地、东海陆架盆地、珠江口盆地等所对应的重力异常以场值低负，变化平缓为特征。陆区的沉积盆地一般表现为负的空间异常。布格异常也是相对的重力低，它与高程的相关系数一般在-0.8左右。负的空间异常是由于充填了密度较低的沉积层所引起的。松辽盆地是例外，那里的空间异常为正值。布格异常与高程的相关系数为-0.93。和松辽盆地的情况相似，海区也有许多沉积盆地的空间重力异常为正值，这可能是上地幔隆起，地壳厚度较薄所致。

沉积盆地对应的相对重力低与盆地中充填巨厚的低密度沉积层有关，以沉积厚度为3000m，与基底岩层的密度差按0.3g/cm³计算，盆地中央与周边的重力异常背景值相差可达30mGal以上。但实际上，多数盆地的重力异常反差并没有这样明显。经声呐浮标站和地震测深的结果证明，在盆地的凹陷区，往往伴随着莫霍面的隆起（国家地震局《深部物探成果》编写组，1986），它的隆起补偿了一部分地壳上部的质量亏损以保持岩石圈的均衡状态，也使莫霍面隆起引起的正的重力效应和沉积层的负效应抵消一部分，但总的效应仍表现出明显的相对低的重力场面貌。

上地幔波速结构特征的研究结果说明，上述一些沉积盆地多对应着上地幔低速层的隆起，例如华北、渤海、黄海地区的沉积盆地低速层顶面深约70—80km，东海陆架盆地南部低速层顶面深只有50km左右。低速层具有较低的密度和较低的粘滞性，它的隆起引起沉积盆地的低重力异常背景，同时还引起发散的水平蠕动，拖曳地壳离开轴部，引起拉张。另外，由于低速层物质温度较高，它的隆起、上涌和膨胀，导致地壳的局部隆起、剥蚀和减薄，而入侵物质的冷却和收缩以及地壳底部物质的相变都可以在地表形成断裂和沉陷，导致沉积盆地的形成和发育。因此，低速层的局部隆起可能是沉积盆地形成的深部机制。按Boillot（1979）的公式计算，1.5km的初始抬升量可引起地壳减薄13.5km，由此可见，沉积盆地的深部热活动对盆地的形成和发育有重大影响。

根据沉积盆地低负重力异常特征不仅可以指示控制盆地的边界断裂位置，圈定盆地边界，经过进一步的研究可以指出盆地内部的断层、凸起和凹陷，高凸和低凸，深凹与浅凹，可靠地反映出盆地内部的构造格局和研究盆地的底部界面形态和基底性质。中国海区及邻域的一些沉积盆地的重力调查工作，在这些方面都曾做过不同程度的贡献。

（五）岛弧地区的重力场

条带状的高异常带是岛弧地球物理场的主要特征之一。本区岛弧条带状高异常带自北向南分成三段。北段为东北日本，场值40—160mGal，主体方向北北东；中段为西南日本至台湾北端，场值20—120mGal，其方向依岛屿所在位置而定，呈向南东突出的弧形分布；南段自台湾至菲律宾群岛和苏禄群岛，场值40—200mGal，主体方向近南北。

岛弧上出现正的重力异常的地质原因，初步分析认为，有结构构造上的原因，也有地质组成上的原因，既有浅部的地质因素，也有深部的激发因素。浅部原因是岛弧本身相对周围有显著的正的剩余密度。岛弧本身就是出露海平面以上的“海山”，它相对海水具有正的密度差，这会在岛弧上出现正的重力效应。这一点，许多海山上方对应着正异常的情况可以作为证明。岛弧的体积愈大，则空间重力异常和布格重力异常值愈高，所以像吕宋岛、台湾岛、本州岛、棉兰老岛等这些大岛都对应明显高重力异常。深部的原因是指岛弧带岩石圈的厚度相对较大、低速层顶部埋深较大，因而岛弧的深部也有正的剩余密度，这从地幔速度结构的分析资料可以证明。岛弧正异常的深部因素还可从卫星重力异常中看出，从中国海区及邻域 2—180 阶卫星重力异常图上可见，北段和南段岛弧都对应着大于 50mGal 的重力异常，岛弧中段除局部对应有大于 50mGal 的重力异常外，大部分是对应 0—50mGal 的重力异常。整个岛弧地区宏观上仍然显示重力高带。可见岛弧重力异常高有着相当深厚的壳幔背景。东北日本与西南日本异常特征上的差异原因，前面已说明过了，中部和南段之间的差异原因除了浅部和深部地质结构和构造上的差异外，组成上的差异也是明显的。通过横穿马尼拉海沟和吕宋岛中部剖面的研究得知，吕宋岛的西部和东部都有相当高的密度层充填，所解释的密度分布模型中，有的地方可以达到 $3.27g/cm^3$（见图 2）。而琉球岛弧的密度分布基本上自上而下逐步增大。因此，南

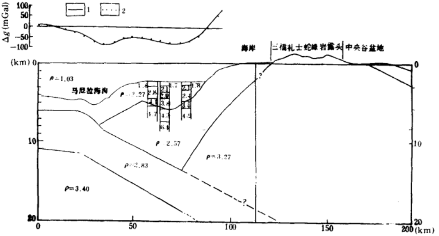


图 2　横穿马尼拉海沟和西吕宋中部弧前区的重力容度分布模型

（据 Hayes, D.E.等, 1984）

1. 实测值；2. 模型计算值；ρ单位为：g/cm^3

段和中段岛弧的剩余密度就不一样。实际上，菲律宾群岛是一个复杂的聚敛带，群岛东西两侧的蛇绿混杂岩堆积和群岛的基底岩系清楚地表明了这一点。两蛇绿岩带相互平行。西部是从吕宋岛三描礼士山脉经八打雁、民都洛、班乃、三宝颜，折向西南穿过苏禄群岛而向西延伸，断续延伸达千余公里的一条弧形蛇绿混杂岩带。据认为，这就是菲律宾群岛西部向东俯冲的晚白垩世—始新世俯冲消减带的痕迹。与西部带大体平行的另一条蛇绿混杂岩带是沿群岛东缘展布，从吕宋岛马德里山东麓、甘马粦、萨马岛、迪纳加特岛至棉兰老东北的苏里高。在马德里山帕拉南出露为燧石、页岩、蛇绿岩块组成的混杂堆积，

在棉兰老苏里高见有含蓝闪石片岩的索哈坦组等。中段和南段的差异还表现在均衡重力异常的场值特征上。均衡重力异常实际上是进行了莫霍面校正的异常。琉球岛弧一带的均衡异常约±20mGal，而菲律宾群岛的巴坦群岛达60mGal，吕宋岛达120mGal，棉兰老岛达120mGal，但异常的分布特征比较局部，这一情况反映了岛弧浅部充填了较多密度较高物质的地质结构和组成。还有一种解释意见认为，均衡异常高是反映了该群岛的深部几乎不存在与地形质量对应的补偿质量，群岛的下方实际上没有山根，赖以举托整个群岛的是两侧板块对冲挤压结果（金庆焕，1989；雷受旻，1987）。

和岛弧区的情况相反，在大陆地区，一般高山是对应着低或负的重力异常，这反映了岛弧地区与大陆地壳在均衡程度上的差异。

（六）地块缝合线的重力异常

线性分布的负空间重力异常带揭示了地块缝合线的现今位置，它不仅是不同特征的重力异常分区的界线，也是其他地质、地球物理特征的分区界线。它与海底负地形吻合，也与天然地震带对应。本区线性负异常带十分瞩目。最明显的是北起日本南海海槽沿琉球海沟向南折向菲律宾海沟的异常带，宽60—120km，长4 600多公里，异常幅度最小值-300mGal，异常带在平面上展布呈弧形。在一些地区，如日本南海海槽与小笠原海槽交会处，日本丰后水道，台湾北端，吕宋岛东南端等处出现负异常向陆区一侧延伸的情况，构成各段向东突出的弧形的端点。上述端点的向洋一侧出现与海底地形相对隆起对应的重力局部高异常区。笔者认为，这些现象可以用板块运动的锋线受阻来解释。俯冲板块向仰冲板块之下俯冲，有一些物质加积到仰冲板块上成为仰冲板块的一部分。所以随着板块的不断俯冲，板块的缝合线或锋线是逐渐向俯冲板块的一侧推移的。在俯冲带上一旦碰到有像贝拉姆这样的海台或海山，俯冲板块的这一部分便俯冲受阻，锋线便停止或延缓推进。而其它部仍在继续向下俯冲，但速度是不一样的，离开受阻点较近的地方相对较慢，较远的地方相对较快。因此，从整体上来看，板块的缝合线便演变成一段一段的弧形，它反映到空间重力异常图上便出现一段一段的弧形负异常带。

俯冲板块的俯冲不仅与海山分布情况有关，而且与海沟向洋一侧的洋壳岩石圈的增厚有关。友田义文等人对马里亚纳海沟以东的海区利用地震测深资料构制地壳模型并计算剩余重力异常，据此推广了岩石圈厚度。他发现海沟向洋一侧的重力高除海底地形的局部隆起外，还由于近海沟一带的岩石圈增厚引起。岩石圈增厚，形成了板块向下俯冲的重力驱动力。最近，根据面波研究琉球海沟和菲律宾海沟的三维速度结构的结果，北琉球海沟以东的洋区低速层的顶面深度约50—60km，中琉球和南琉球海沟的以东洋区低速层的顶深约90—100km，吕宋岛东南的贝拉姆海台以东的洋区低速层顶面埋深70—80km，如果将低速层解释为软流圈的组成部分，那末，低速层的埋深大致就是岩石圈的厚度。由此可见，中南琉球以东的岩石圈厚度最大，贝拉姆海台一带次之，北琉球以东最薄。若岩石圈增厚表示俯冲重力驱动力增大的解释是正确的话，那末，中南琉球海沟俯冲带将有利于俯冲板块的俯冲。联系到东海陆架盆地中基隆深凹与重力异常不对应的情况，可能就是南琉球海沟一带岩石圈增厚以致局部重力异常背景被大大抬升引起的。

除琉球海沟—菲律宾海沟的负异常带外，在本编图区范围内的海沟、海槽几乎都与

低或负重力异常(Δg_F)与之对应。引起这类低负异常的因素除负地形和沟槽中充填较厚的低密度沉积层外，通过对一些横截沟槽的剖面资料的具体分析，莫霍面的急剧下凹可能是主要因素。

(七) 被动大陆边缘的重力场

正负相伴的空间异常带同时伴随布格重力异常梯级带以及均衡异常弱而变化平缓地带是被动大陆边缘带上重力异常的组合特征。出现这类异常组合特征的地区有如南海海盆的北部边缘地带、巴拉望西北岛坡地带、日本海西南陆坡地带等。以南海海盆的北部边缘地带为例(雷受旻，1987)，空间重力异常出现一对毗邻的正负异常带，陆架一侧为正异常，极值约 20mGal，海盆一侧为负异常，极值 - 50mGal；而布格异常图上是一条由陆架向海盆急剧升高的梯级带，水平梯度达 2mGal/km；均衡重力异常无明显的局部异常现象，均衡重力场由陆架向海盆缓慢过渡。这种异常组合特征取决于地壳厚度变化和水深变化两种因素：陆架，陆坡区的地壳为大陆型地壳，海盆区为大洋型地壳，由于莫霍面的迅速抬升产生北低南高的重力梯级带，是它决定了布格异常的形态；与此同时，海水深度又由北向南迅速增大，产生北高南低的地形重力效应，这是一个幅度与前者相近，但水平梯度更大、范围更窄的梯度带，这两个重力梯级带叠加，由于梯级带宽度和梯度的差异使之不能互相抵偿，因而出现了北正南负的空间重力异常带；经地形-均衡改正后地壳厚度变化和水深变化的重力效应被基本消除，因此均衡重力异常呈现场值不大且变化平缓的形态。这说明这种地区无论是陆壳或洋壳的质量展布均已大体符合艾里模式，没有物质的反常集结和失散而处于均衡状态。

磁 场 特 征

中国海区及邻域地域辽阔，有各种不同的地质构造环境，自西向东，地壳结构由典型的陆壳过渡到典型的洋壳，相应地形成了不同的磁场特征和分区。自西向东明显地划分为三大磁场区：大陆磁场区(I)、大陆边缘磁场区(II) 和大洋磁场区 (III)。各大区可进一步分成若干磁场区 (图 1)。

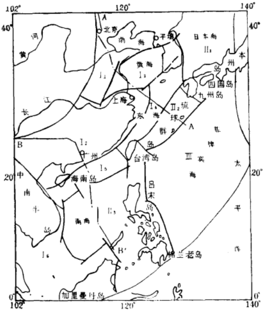


图 1　磁场分区示意图

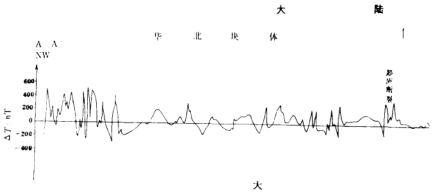
一、大陆磁场区(I)

包括图幅西部的中国东部陆区和大陆架区。

区内局部异常发育，走向不一，类型众多。不同类型的磁力异常和异常展布特征形成了特征各异的块状磁场区，各块状磁场区互相呈镶嵌状拼接，其边缘往往被线性磁异常带所分隔(图 2)。

根据磁测资料计算的中国北部陆区及陆架区的居里面深度，平均为 20km 左右，有 ±8km 的起伏变化。将居里面与位于下扬子地区 HQ-13 地壳断面 [1] 对比分析，发现它与

1) 陈沪生等，1990 年 2 月，中国东部灵壁—奉贤 (HQ-13) 地学断面，华东石油地质局。



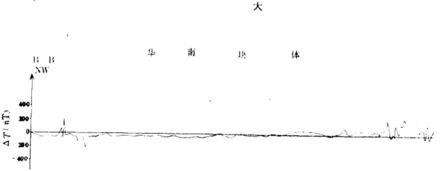


图 2 典型长

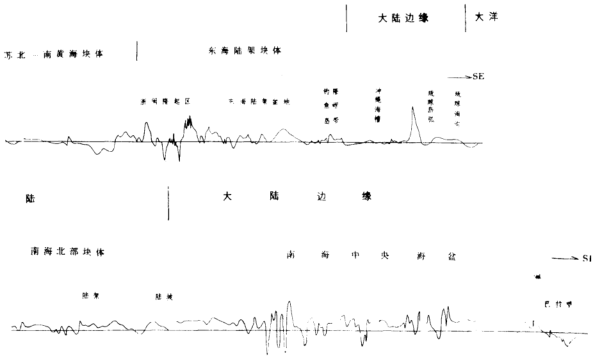
上地壳底部的高导低速层基本一致。据有关资料[1]证实，在高温高压条件下，含少量水的花岗岩类矿物会产生部分熔融现象，其压力为 (3—4) $\times 10^8$Pa，温度约 550°C 左右，因而使岩石产生高导低速现象。十分有意义的是居里面处的压力、温度与此相似，所以，居里面与上地壳底部高导低速层的一致性有其物理基础和地质意义。

陆区和陆架区的磁场特征主要反映了上地壳的磁性结构，所见 I 区内各块状磁场区的镶嵌状拼接反映了统一的欧亚大陆东部是由不同地壳结构的块体拼接而成，位于块状磁场区边缘的线性磁异常带则是各块体拼接过程中的构造活动带的反映。根据磁场特征及有关的地质资料，I 区可进而分成六个块状磁场区(参见本书代序及杨森楠等，1985)。

(一) 华北磁场区 (I_1)

位于图 1 西北角。北纬 40° 以北高频高幅短轴状磁异常密集分布，幅值一般为 ± (300—500)nT，最高可达 1 000nT以上，自西向东，该带走向由近东西向转为北东向。该处分布并出露有太古宙变质岩系，包括集宁群、迁安群、鞍山群等，其中含磁铁矿石英岩有很强磁性。年龄20 亿年到 30 亿年以上，在冀东迁安早前寒武纪岩系中已测到 36 亿年的

1) 刘国栋、赵国津，1984，华北地区的壳内高导层和壳内低速层，中国地球物理学会第一次全国地壳与上地幔物理学术讨论会论文集，第 162 页。



磁异常剖面

地质年龄(1990年 3 月 26 日，中国地质报)。因而该带对应了华北块体中的古老陆核。在本区西南泰山周围，磁场特征为负磁场背景上的变化磁异常区，异常幅值±(200—400)nT，出露了泰山群深变质岩，主要是花岗片麻岩，是华北块体中的另一个古陆核。两陆核相夹的中间晋冀陕地区磁场特征为正负相间、延伸可达上千公里的宽条带状磁异常区，走向北东及北东东向，异常宽缓，幅值±(50—200)nT。经计算磁源体埋深数公里以上，可能反映了沉积层以下深部变质基底的结构。从周围出露和已知地质资料推测，对应了两陆核之间的元古宙构造活动带。位于陇海铁路以南的南华北地区磁场特征类似，但走向转为北西、北北西向(杨森楠等，1985)。

I_1 区东侧有一条醒目的线性磁性异常带，呈北北东向延伸，横贯全区，这就是闻名于世的中国东部的郯庐断裂带。根据磁异常带追索，向南终止于安徽庐江附近，与秦岭-淮阳异常带及长江沿江异常带交汇，未向江南延伸。

根据磁场特征分为三段：

南段　　即狭义的郯庐段。线性磁异常带宽度窄、幅值低，异常呈断续延伸分布。该段断裂带由许多雁形排列的小断裂组成，岩浆岩不甚发育。从断裂结构看较为复杂，近期以压、扭为主。

中段　　即山东境内的沂沭段。异常带变宽，由若干平行的线性异常组成，曲线杂乱，异常带北北东走向。该段主要由四条以上的平行断裂组成，早期为张性构造经后期压性、扭性构造所改造、掩盖，岩浆侵入活动发育。

北段　由山东潍坊附近入渤海一直延伸到沈阳以北，异常变得宽缓，走向转为北东向。它对应了发育于中生代的张性地堑-地垒组合构造延伸，侵入岩发育，磁异常主要是侵入在裂谷盆地基底的岩体引起[1,2]。

郯庐断裂带的南段是华北磁场区(I_1)与苏北-南黄海磁场区(I_3)的界线。中、北段都发育在华北磁场区内。该带两侧的磁场特征也存在明显差异，其东侧的胶东和北黄海是负磁场背景上的低缓磁场区，位于胶东的莱阳盆地的基底是元古宙变质岩。胶东群同位素年龄为17亿年，粉子山群12亿年。它们均属弱磁及无磁性岩层。其上部广泛发育的中生代地层以沉积岩为主，含少量火山岩，除火山岩磁性变化较大外，一般也为弱磁或无磁性。北黄海盆地情况可能类同。

I_1区南缘为一条北西西走向的变化正磁异常为主体的线性异常带，幅值±(200—800)nT，构成了(I_1)与华南磁场区(I_2)的分界线。该带对应了秦岭-淮阳构造带东端，南北宽200km，北侧以确山—六安、合肥为界，南边以襄樊—武汉—广济为界，属大别山块体，其基底复杂，北部属华北块体，南部属华南块体。由于处于两块体碰撞对接部位，褶皱、断裂和岩浆侵入活动以及变质作用均十分发育。复杂的地质背景形成了上述磁场面貌(杨森楠等，1984)。

(二) 华南磁场区(I_2)

位于I_1区以南，中间为一条线性磁异常带分开，其磁场面貌与I_1区迥然不同。本区磁场自西向东呈明显的渐变过渡关系，图幅西侧外的四川盆地为负磁异常包围的宽缓正异常，向外变为零值附近的平静磁场区，后过渡为变化磁场区，到东南沿海变成剧烈变化磁场区。上述差异反映华南块体的基底结构和发育过程与华北块体有很大的区别。

据杨森楠等(1985)，川中宽缓正异常对应了古隆起，周围为中、晚元古代浅变质岩系，如川南、黔北广泛分布的板溪群等，都属无磁及微弱磁性地层。由此推测川中块体的基底可能更老(早元古代—太古宙)，为中基性岩浆混合岩组成，因而是华南块体的古陆核，由此向外扩展增生。自震旦纪到早古生代末，作为华南块体前身的扬子块体一直处于相当稳定的构造环境，由川中古陆核向外发育了一套陆源建造、含煤建造及碳酸盐建造，均是无磁性地层，当时构造活动和岩浆活动也不发育，因而在西部形成了黔、滇、湘中南及桂东北的场值±(50)nT的平静磁场区。从寒武纪以后，块体东南缘构造活动加强，形成了加里东褶皱带，其基底为前泥盆纪变质岩。它一般为无磁—弱磁性，由于后期岩浆活动较发育，中酸性岩体分布广泛，是形成变化磁场的主要磁源，中基性岩体、玄武岩及古火山口等往往形成锯齿状、尖峰状的局部异常。该区东南部，如钦州—海南岛、闽粤陆架东缘等处可能有海西褶皱带加积。浙闽东部的剧烈变化磁异常与东海陆架西部浙闽隆起区剧烈变化磁异常一起是广泛分布的中生代火山岩的反映。

在加里东褶皱带及后期加积的其它褶皱带中，有一些与周围磁场特征不同的宽缓磁

---

1) 李嘉琪，1982年4月，决定渤海重磁力异常特征的主要地质因素，天津石油学会、海洋石油勘探局中国沿海大陆架石油地质学术会议论文，第27页。

2) 刘杰，1982年4月，渤海裂谷盆地的构造特征及其演化，天津石油学会、海洋石油勘探局中国沿海大陆架石油地质学术会议论文，第29页。

场，往往与古老基底隆起对应，例如浙东的陈蔡群，测定年龄达 10 多亿年。从异常分布范围看是局部的，推测是位于褶皱带中的古隆起或古岛弧。

（三）苏北-南黄海磁场区(I_3)

I_3 区四周都有线性磁异常带与 I_1 区、I_2 区分开，并具有与邻区不同的磁场特征，因而是独立的块状磁场区。

磁场特征是周围为低缓负磁异常包围而在南黄海中南部为成块状分布的宽缓正磁异常，局部有高频异常叠加。异常的分布模式与川中陆核及周围磁场类似。在苏北连云港出露了晚元古代变质岩，为一套无磁—弱磁性地层，因此推测中部宽缓正磁异常也可能是更老的早元古代—太古宙基底混合岩的反映，而浅部叠加异常则为后期中生代火山岩引起。推测苏北-南黄海区也可能是古扬子块体中的一个古陆核，后又曾分离并在印支期与华北块体、华南块体镶嵌拼接。苏北-南黄海块体自晚中生代开始形成为大的中新生代沉积盆地，其地壳结构与华南块体的江南部分明显不同。该块体向东可能延伸到朝鲜南部。

I_3 区西侧以郯庐断裂带为界并与华北块体相接。北边与华北块体间也有一条对接带，大致以青岛-日照线性磁异常带为界，向东可一直延伸到朝鲜，方向由北东转为近东西向。青岛-日照磁异常带主要是沿大断裂侵入的花岗岩体的反映。I_3 区南以长江沿江磁异常带为界，向东由长江口一直延伸到济州岛附近，该线性磁异常带从陆上资料推测为沿大断裂侵入的中酸性花岗岩体的反映，因而 I_3 与 I_2 间也存在一条对接带[1]（埃默里，1984）。

（四）东海陆架磁场区(I_4)[2,3]

东海陆架西部近岸海域为高频高幅剧烈变磁场区，与浙闽沿海火山岩区磁场特征相似，是 I_2 区向东延伸。该剧变异常带总体为北北东、北东走向，对局部异常走向难以追踪，为地表及浅部的火山岩引起。火山岩以中酸性喷发岩、碎屑岩为主，磁性变化很大，并有反磁化现象。过杭州湾后变化程度减弱，而发育不同走向的局部异常，这些局部异常是中酸性侵入岩体的反映。向东到济州岛附近的高频高幅的剧变异常可能是新生代玄武岩的反映。

往东进入东海陆架盆地，该区磁异常较为宽缓，计算的磁源体顶板埋深从(3到10km以上，视磁化率一般在 $4\pi\times500\times10^{-6}$SI 以下。该区磁场以下述连线为界：鱼山列岛—鱼山凸起北侧—(北纬 27°，东经 125°)(图 3 A 线)。南北磁场特征有明显差异。

北部的磁场与西边陆区、近岸区有良好的延续关系，尤其在上延 20km 的磁场图上是统一的(图 3)。其中又以嵊泗—虎皮礁连线(图 3 B 线)为界，西北部为大于 20nT 的正磁场，并有北东走向的、幅值 50—100nT 的正磁异常分布，并与西边陆上的上海地区一致；东南部为 0— - 20nT 的负磁场，并与西边浙东地区一致。

1）赵金海等，1979，南黄海海区地球物理调查及含油气远景评价报告，第一海洋地质调查大队。
2）王和明等，1984年12月，东海重力、磁力调查报告，海洋地质综合研究大队。
3）据刘光鼎，1983；许薇龄等，1988；埃默里，1984。

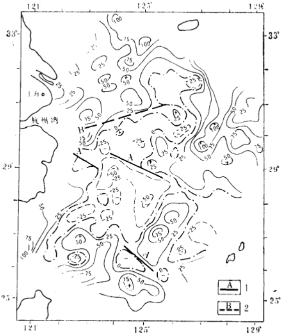


图 3　东海陆架磁力异常(nT)(上延 20km)

1．南北磁场分界线；2．北部磁场分界线

盆地中西湖凹陷内磁场为负磁场背景上以弧形分布的椭圆形宽缓正异常，上延 20km 后异常形态不变，计算其磁源体埋深在 10km 左右，视磁化率(200—500)$\times 4\pi \times 10^{-6}$SI，推测是侵入在盆地基底中的岩体或火山岩。对异常呈半圆形的弧状分布的机制笔者推测东海陆架盆地形成初期曾经历了裂谷阶段。裂谷形成初期与地壳拉薄有密切关系。若干处深部地幔上涌，地壳抬升，形成“圆丘”,“圆丘”拉张产生裂谷，最后形成断陷盆地。在“圆丘”四周由于拉张断裂可引发岩浆侵入及火山喷发，往往呈环状分布。磁异常的弧形展布可能是这种磁源体展布的反映。值得注意的是已知资料充分证实，磁异常弧形展布处都对应了盆地的沉降中心。

陆架盆地南部磁场与北部不同，首先它与西边陆区及近岸处磁场间为一条走向北北东的高磁高重力线性异常带隔开，东西间磁场面貌截然不同，无明显的延续关系。这条北北东向线性异常带向南继续延伸，可能穿过台湾海峡，上延 20km 后异常仍很明显，磁源体向下有相当延深，可能反映一条切割很深，有基性、超基性岩体侵入的深大断裂。该带以东磁场自西向东由宽缓负磁异常带过渡到被向北呈弧状的负异常分隔的块状正磁异常区，最东部对应基隆凹陷为负磁场背景上的宽缓正异常。因此其磁场面貌和分布格局与北部也不相同。

东海陆架磁场的南北差异反映了东海陆架盆地南北间基底性质、地壳结构的不同。北部西侧是华南块体基底的延伸，其中 B 线以北为上海、浙西元古代基底，以南为浙东加里东前泥盆纪基底。南部(及北部东侧西湖凹陷部分）是东海-南海块体变质基底的延伸，

它是印支期以来，由于冈瓦纳陆块的裂离，随着库拉-太平洋板块的洋底扩张，早、中特提斯洋的关闭而增生于欧亚板块东南缘的一部分。东南沿海变质带是该块体与华南块体间的对接带和滑动剪切带的佐证[1)]。

南北间差异还反映在南部有巨厚的滨海、海相新生代沉积，北部以陆相为主；南部新生代构造活动强烈、中生代火山活动较弱。在南部西侧瓯江凹陷灵峰一井打到了 1 806 Ma 的花岗片麻岩，在台湾大南澳片岩中也发现 1 000—1 700Ma 的锆石年龄，反映了该区也存在一些古隆起及古岛弧，但分布有一定范围[2),3)]。

东海陆架东缘对应陆坡带有一条十分醒目的正磁异常带，走向北北东、向南延伸到北纬 27°、东经 125° 后转为北东向，异常变得十分宽缓。上延 20km 后正磁异常带仍然突出，并被北西向断裂错断成四段。计算磁源体顶板埋深从小于 1km 到 4km 左右，对应了钓鱼岛隆褶带。印支期中国大陆形成后，这里处于大陆东缘，受东边古太平洋板块影响，由被动大陆边缘过渡为"安第斯型"大陆边缘，岩浆侵入活动和火山活动长期发育，一直到早第三纪。而往南大陆边缘转成了近东西向，北纬 27°、东经 125° 以南当时可能为特提斯的北侧，是海湾和浅海。到中新世后由于菲律宾海板块向西俯冲，冲绳海槽扩张，台湾块体（东海-南海块体一部分）向北推移，形成了目前东海陆架的构造格局。

（五）南海北部陆架磁场区（I_5）[4),5)]

包括琼南到东沙连线以北的南海北部陆架区。磁场变化平缓，幅值 ±（50—100）nT，主要包括莺歌海盆地、琼东南盆地、珠江口盆地和台西南盆地。琼东南盆地发育局部异常，台西南盆地类似，幅值更大些。从磁场延续关系看，反映基底分别与北部陆区及海南岛有密切关系，局部异常可能为中生代花岗岩引起。珠江口盆地内有三条北东东走向的线性负磁异常带，幅值 -（100—200）nT，宽 30—50km，长 60—150km，其中汕头-香港负异常带对应了充填了中生代花岗岩、火山岩及新生代玄武岩的断裂带。自东沙东南到台湾南端，有一条高值正磁异常带，幅值 + 300nT 左右，宽 30—100km，长 700km，对此异常带有的推测为中生代古俯冲带蛇绿岩套，也有的认为是古火山弧，因此可能是一条对接带的反映[6),7)]。

---

1) 周祖翼，1989，福建沿海及台湾海峡中生代构造格局之演变，同济大学海洋地质系博士研究生论文。

2) Bernard Pelletier 和 Jean Francois Stephen(黄克文译)，1986，恒春半岛中新世的逆冲作用和晚中新世碰撞作用的开始 ——台湾构造演化的地球动力学推断，编图参考文献第 2 期，第 38 页，86111 项目办公室。

3) Big Ching Chang（马建华译），1987，台湾的地质，地球物理和海洋沉积物，编图参考文献第 4 期，第 29 页，86111 项目办公室。

4) 李唐根，1981 年 11 月，南海北部内陆架重磁场特征及地质解释报告，第二海洋地质调查大队。

5) 据何廉声等，1987。

6) 王光宇等，1983 年 8 月，南海—东海—菲律宾海暨台湾滩南盆地综合地球物理剖面调查报告，第二海洋地质调查大队。

7) Richard.S.,Lu, Shihkuo（黄兆熊译），1977 年 6 月，台湾—吕宋地区海域磁力异常等值线图的解释，编图参考文献第 5 期，第 68 页，86111 项目办公室。

（六）南海南部陆架磁场区（I_6）

位于万安滩、曾母暗沙到纳土纳群岛之间。其中万安滩与曾母暗沙间磁异常十分宽缓，幅值+150nT左右，呈北西—北东东—北东向弧形展布；而纳土纳群岛一带在宽缓的正负伴生的椭圆形异常上叠加了剧烈变化的串珠状异常。推测该区是晚古生代变质基底，由于中生代花岗岩的侵入和火山岩发育引起了磁异常。纳土纳群岛周围断裂发育，中、新生代基性、超基性岩体侵入，中生代花岗岩发育，并有玄武岩流广泛覆盖（格尼皮坚科，1981）。

二、大陆边缘磁场区（II）

本区位于欧亚大陆东缘，是地壳由陆壳向洋壳过渡的区域，属环太平洋构造带的一部分[1)]。

由于地质背景的不同，以及地质构造活动影响、发展历史的差异，自北而南磁场特征也可明显分为三个区：

（一）北区——日本海中南部磁场区（II_1）

该区磁场最明显的特点是有大的负磁区域场背景，自日本列岛向西，幅值大致从-300nT左右逐渐上升到-50nT左右，有成块状分布的正磁异常及线性磁异常叠加。块状正异常往往与海岭、浅滩等残留陆壳相对应，如隐岐浅滩、大和海岭等。那些地方见有古老变质岩、花岗岩、安山岩、玄武岩及沉积岩等，异常与中酸性侵入岩及中基性火山岩有关。线性磁异常一般呈北北东—近南北走向，其分布与地形关系不大，主要对应了断裂带[2-5)]。

对日本海的负磁区域场前人作过多种解释。日本列岛地壳结构与两侧（日本海及菲律宾海）存在显著差异，前者为典型陆壳厚达30km以上，后者则分别为过渡壳及典型洋壳仅6—15km，笔者认为地壳磁性层厚度也会有很大差异。而日本列岛又大致呈北东向展布，因而磁性层也可视为北东走向的多边棱柱体，受产状及斜磁化影响，在其西北侧会产生负磁异常。据此设计了相应的地质模型，用CCOP专家石原文富的计算似二度体软件进行了计算，并与情况较单一的两条实测曲线进行对比，发现其形态及幅值均可对比（见图4）。因此，笔者认为日本海的负区域磁场主要是由于日本列岛与两侧地壳结构的显著差异在一定产状条件下引起。

1）滕田和夫主编，1987年11月，亚洲变动带。
2）Ю.В.谢瓦尔金（何炳文译），1978，日本海的磁异常，编图参考文献第7期，第13页，86111项目办公室。
3）B.M.克维林（齐云彩译），1979，日本海盆地及周缘构造区地质-地球物理资料综合解释，编图参考文献第1期，第81页，86111项目办公室。
4）石渡等（雷受旻译），1984，日本海沉积盆地，海洋地质译文集(9)，第152页，地质矿产部海洋地质研究所。
5）Kazuo Kobayashi（董贻平译），1987，日本海和冲绳海槽，编图参考文献第4期，第1页，86111项目办公室。

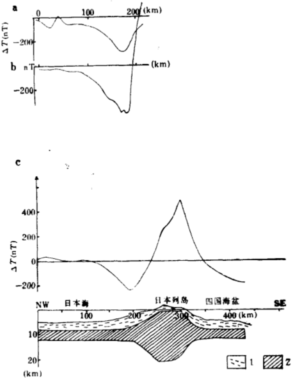


图4 日本海负磁场的解释

a,b 为日本海南部两条实测曲线；c 为多边形水平棱柱体模型计算曲线。
走向北东45°，两侧延伸长度400km，磁化强度3.5A/m，地磁倾角 $I=60°$，地磁偏角 $D=0°$
1．沉积层；2．磁性层

（二）中区——琉球岛弧磁场区(II_2)

位于日本九州与我国台湾间的琉球岛弧延伸达1 100km左右，是西太平洋构造带上典型的沟-弧-槽区。磁场特征也呈弧形展布，在东侧海沟到岛弧区为平静磁场区，岛弧内侧有一条弧形线性磁异常带与火山链对应；内侧的冲绳海槽为宽缓磁异常区。冲绳海槽北段(吐噶喇海峡以北)，宽缓部分较窄，磁异常是西南日本周围诸岛异常的延伸；中段宽缓异常范围宽，中新世后拉张充分，沉积较厚；南段(宫古凹槽以南)，异常走向转为北东东，宽缓异常区又变窄，反映了该区受菲律宾海板块向北西俯冲，是较新的拉张地段[1,2]。

1) Jean Lecouzey Maiaaki Kimura (董贻平译)，1986，冲绳海槽：一个沿大陆低缘发育的弧后盆地的原因，编图参考文献第1期，第47页，86111项目办公室。
2) 琉球沟弧系磁异常场及其解释，编图参考文献第6期，第69页，86111项目办公室。

（三）南区——南海海盆磁场区(II_3)

南海海盆区正处于欧亚板块，印度洋板块及菲律宾海板块的汇接地段，又是当今地球上两大构造活动带，即环太平洋带和阿尔卑斯-喜马拉雅-印度尼西亚-美拉尼西亚-新西兰带"⊥"字型交点附近，地质背景十分复杂。

该区磁场背景场比陆架区及陆区普遍高，平均为100nT，可能是由于南海扩张，地壳向洋壳过渡，玄武岩层影响增强。另一个特征则是海盆内有典型的磁异常条带。在中央海盆，北纬11°-20°、东经114°—119°范围，有近东西向的正负交替的磁异常条带，沿走向追寻可达数百公里。在西南海盆，北纬12°—15°、东经112°—115°范围，也发现北东向磁异常条带。有关资料[1)]提供，根据磁异常条带与地磁年表对比，南海中央海盆扩张是晚渐新世—早中新世(32—17Ma)，西南海盆较早，在早白垩世(126—119Ma)。

西沙—中沙群岛附近为变化正磁异常区，幅值±(50—100)nT。在永兴岛西永一井打到了元古宙变质基底，并见到有燕山期花岗岩侵入。该区南部磁异常变化剧烈，可能为新生代火山岩引起。在高尖石岛采到的辉橄质火山角砾岩测定的磁化率仅$500\times4\pi\times10^{-6}$SI(km)，而附近用拖网采到的玄武岩磁化率可达$n\times1\,000\times4\pi\times10^{-6}$SI(km)。其北的西沙海槽正位于中央海磁异常条带延伸方向上，为一条正磁异常带。根据采到标本，这有可能反映了断裂带中的基性、超基性岩。由上分析，西沙—中沙群岛及周围可能为一残留的陆壳碎片。与此类似，位于北纬12°南的礼乐滩—南方浅滩及南沙周围磁场反映为宽缓正磁异常区，可能也是陆壳碎片，只是埋深加大而故。

巴拉望群岛南侧有一条北东走向的以负磁异常为主的正负伴生磁异常带，可能是残留的蛇绿岩套或火山弧的反映，是晚中新世巴拉望海盆关闭消亡后留下的痕迹(何廉声等，1987；泰勒等，1981；格尼皮坚科，1981；霍洛韦，1983)。

三、大洋磁场区(II)

图幅内主要是菲律宾海。磁场面貌与上述两区有明显差异。磁场呈一种没有一定规律的幅值在±(50—200)nT的变化，局部异常不发育，因而磁场十分单调。由于资料限制，磁场背景值不能与上述两区对比，仅能从相对变化进行分析。推测形成这种磁场面貌的主要因素是，该区地壳结构为典型的洋壳，相当年轻，有良好的层状结构，其厚度在6—8km。除周围海沟岛弧区外，整个海盆内部处于很稳定状态，岩浆侵入活动及火山活动很少发生，因而缺乏引起局部磁异常的磁源体。上述的磁场无规律的跳跃可能为洋壳玄武岩层磁性分布不均匀的反映。

在大东海岭、冲大东海岭及奄美海台等处有局部异常分布，一般为块状正磁异常。拖网采样采到了花岗岩、安山岩、花岗闪长岩等，反映这些海岭及海台有可能为残留的岛弧，磁异常是中酸性岩体所引起。

菲律宾海中央断裂附近，即北纬18°—20°，东经126°—130°，有磁异常条带存在，

---

1) 第二海洋地质调查大队，1981，南海中美联合调查报告。

为走向北西正负交替有规律展布的磁异常。中央断裂有可能是西菲律宾海的原来的扩张中心。

最东边的走向南北的高频高幅剧变异常带对应了伊豆-小笠原岛弧内侧的火山链，它位于菲律宾海板块的东缘，是菲律宾海板块和太平洋板块的当前对接带所在（陶国保，1987）。

综上所述，我们可得到以下结论：

(1) 磁场宏观面貌的差异主要反映了地壳结构的不同，本区自西向东，地壳由典型的陆壳逐渐过渡到典型的洋壳，相应地也形成了磁场面貌不同的大陆磁场区。大陆边缘磁场区及大洋磁场区。

(2) 陆区及陆架区的磁场特征主要反映了上地壳的磁性结构。不同特征的块状磁场区的镶嵌状拼接，以及块状磁场区边缘的线性异常带的存在反映了欧亚大陆东部也是在印支期以来由不同块体先后对接而成的统一体。

(3) 苏北-南黄海磁场区与周围磁场区有明显界线，有不同的磁场特征，是一个独立的块状磁场区。反映了独立的块体。苏北-南黄海块体与华南块体有一定联系，可能是古扬子块体的一部分，但后来经历了分离过程，印支期才又与华北块体、华南块体先后对接。向东可能延伸到朝鲜南部。

(4) 东海陆架区磁场南北有明显差异，南北间界线大致为鱼山列岛北侧—鱼山凸起北侧—北纬 27°、东经 125° 折线(图 1 A)。南北磁场的差异反映了东海陆架基底南北间的不同，北部西侧是华南块体的向东延伸，北部东侧(大致为西湖凹陷范围）及南部是东海-南海块体，亦即是印支后由冈瓦纳陆块裂离碎块推移拼接而成。

(5) 郯庐断裂带根据磁异常追索发现它是一条在印支期前就长期发育在华北块体边缘的构造带，向东没有延伸到华南块体内。由于所处部位、与相邻块体关系及受新构造活动影响的不同，自南向北呈现了不同的特征。南段近期以压扭为主；中段反映了早期发育的张性构造受到了后来压、扭构造的改造和掩盖；北段基本以张性构造为主。

(6) 大陆边缘地区一直是地球上构造活动发育的地区，尤其西太平洋沿岸现在处于主动大陆边缘阶段，由于地质背景及构造活动不同影响，在南北各段磁场上产生了明显的分区现象。

日本海的负区域磁场产生主要归因为日本列岛与两侧磁性层厚度的明显差异，在一定产状条件下斜磁化形成。

正常地磁场

30多年来，我国在大陆和海区开展了大量的航磁和海磁调查工作，所取得的成果乃是研究中国海区及邻域地质构造特征非常珍贵的基础资料。由于调查取得的原始成果是地磁场总强度，要研究地质构造特征就必须把实测的地磁场总强度分解为地壳以下的地球深部因素引起的磁场——正常地磁场和地壳内的地质构造因素引起的磁场——磁力异常ΔT。

以往陆续进行的海磁和航磁调查，由于调查目的、调查区域、施工单位以及施工年份的不同而采用不同的正常地磁场来获取磁力异常ΔT。现在要对中国海区及邻域（北纬0°—42°、东经102°—140°）的地质构造特征进行整体研究，这些已有的磁力异常ΔT就不能直接被利用，而必须通过认真的分析对比，确定一个全区统一、合适的正常地磁场，以供获取全区统一的磁力异常ΔT及对磁力异常ΔT进行各种处理时使用。否则，会导致磁力异常ΔT失实及对磁力异常ΔT进行处理不当，从而引起地质解释的失误。

一、正常地磁场的两种模式

多年来，国内航磁和海磁测量中常用的表达正常地磁场的数学模式为低阶多项式和球谐函数两类，它们各自的特点简介如下：

（一）泰勒三阶多项式[1,2]

它是中国科学院地球物理研究所推荐的一种正常地磁场的数学表达式，其实质是将正常地磁场及其变化表示为以经纬度为变元的二元三阶泰勒多项式。多项式中的系数是根据中国地磁测点的实测资料进行拟合、解算获得，每隔10年公布一次。此多项式通常所表达的是波长大于2 000km的地磁谐波，主要反映地球深部因素产生的磁场及部分地壳因素引起的磁场（吕文正，1983）。

对中国海区及邻域这样一个广袤的范围来讲，这种表达正常地磁场的方法有两个明显的缺点：

（1）解算多项式中的系数所依据的地磁测点主要分布在中国大陆地区，在海区一个测点也没有。因而，依据此多项式计算海区正常地磁场时就相当于“外推”，并且向南外推的距离达到几千公里之遥。众多的实践表明，使用“外推”的正常地磁场是不合适的。

1）中国科学院地球物理研究所，1980，中国地磁正常场及长期变化模式组，第1—3页。
2）中国科学院地球物理研究所，1982，1980.0中国地磁图的编绘，第1—7页。

表 1　1970 年模式与 1980 年模式计算的 1980.0 年正常地磁场总强度差值表

	102	103	104	105	106	107	108	109	110	111	112	113	114	115	116	117	118	119	120	121	122	123	124	125	126	127	128	129
3																												
4																												
5																												
6								-2024 —— -4809																				
7																												
8																												
9																												
10									-1007 —— -1979																			
11																												
12																												
13																												
14																												
15										-514 —— -981																		
16																												
17												-309 —— -492																
18																												
19																			-94									
20									-214 —— -299									-95	-78									
21	-320 —— -384															-100	-87	-75	-64	-55								
22										-101 —— -200				-91	-82	-73	-65	-59	-54	-50	-49							
23										-91	-82	-73	-66	-60	-54	-50	-47	-46	-46	-47	-50							
24				-97	-86	-79	-71	-63	-56	-50	-45	-40	-36	-34	-33	-32	-33	-36	-40	-45	-52							
25	-69	-61	-54	-47	-41	-35	-30	-25	-21	-18	-15	-14	-13	-14	-16	-19	-23	-28	-36	-44	-55	-67	-81					
26	-24	-18	-13	-8	-4	-1	2	5	6	7	7	6	4	1	-3	-9	-16	-24	-33	-45	-58	-72	-89					
27	10	14	17	20	22	24	25	26	26	24	23	20	16	11	5	-2	-11	-21	-33	-46	-61	-77	-96					
28	32	34	37	38	39	40	40	39	37	36	32	28	22	16	9	0	-10	-21	-34	-48	-64	-82						
29	44	45	46	47	47	47	46	44	42	39	35	30	24	17	9	0	-10	-22	-36	-50	-67	-85						
30	46	47	47	48	47	46	45	43	40	36	32	27	21	14	6	-3	-14	-26	-37	-54	-70	-88					-201/-240	
31	39	40	40	40	39	38	37	35	32	28	24	20	14	7	-1	-10	-20	-31	-43	-57	-73	-90	-101 —— -192					
32	24	25	25	25	25	24	22	21	18	16	12	8	2	-4	-10	-18	-27	-37	-49	-62	-76	-92						
33	2	3	4	4	4	3	2	1	0	-2	-5	-8	-12	-17	-23	-29	-37	-45	-55	-66	-78	-93						
34	-26	-25	-24	-23	-23	-23	-23	-23	-24	-25	-26	-28	-31	-34	-38	-42	-48	-54	-62	-71	-81	-93						
35	-59	-57	-56	-55	-54	-53	-52	-51	-51	-50	-50	-51	-52	-53	-55	-57	-60	-64	-70	-76	-83	-92						
36	-96	-94	-92	-90	-89	-87	-85	-82	-81	-79	-78	-76	-75	-74	-73	-73	-74	-75	-78	-81	-85	-90	-96					
37													-100	-97	-94	-91	-89	-87	-88	-86	-86	-88	-92	-96				
38										-101 —— -196								-99	-95	-91	-88	-85	-85	-86	-88	-92	-98	
39																				-98	-89	-83	-77	-73	-71	-70	-71	
40				-210 —— -298																	-90	-79	-69	-61	-53	-47	-43	
41																					-91	-76	-61	-45	-33	-24	-14	
42	-298 —— -320																				-92	-72	-53	-34	-16	0	15	

（2）相邻两次推荐的多项式所计算的正常地磁场不能很好地衔接。表 1 所列为我国海陆部分 1°×1° 网格节点上采用 1970 年多项式与采用 1980 年多项式计算的 1980.0 年正常地磁场总强度的差值。由表可见，在中国大陆东部北纬 25°—35° 范围内，此差值为 -50— +50nT，向南、北两侧，此差值迅速增至 ±100— ±300nT，到南海南部则达数千纳特斯拉。因此，在一个区域内要采用不同年代的多项式计算正常地磁场时，将会产生磁力异常 ΔT 无法拼接的问题。以往在中国海区及邻域所获得的成果有 70 年代的，也有 80 年代的，上述的问题就不可避免的了。

实践证明，当调查地区位于地磁测点控制范围内，并且只用一个多项式时，这种多项式还是一种较为合理的表达正常地磁场的数学模式。

（二）国际地磁参考场

它是由国际地磁和高空物理协会（IAGA）推荐的一种正常地磁场模式，其实质是用球谐函数来描述全球正常地磁场。1960 年以后采用 10 阶 10 次球谐函数，其中的球谐系数由 IAGA 每隔 5 年推荐一次。这种模式基本上表达波长大于 4 000km 的地磁场谐波，主要反映地球内部场源所产生的磁场，而不包含地壳引起的磁场（梅里尔等，1986）。

由于球谐系数的给出采用了全球地磁测点的实测资料，因而可以完整地表达全球范围空间的正常地磁场。另外，确定球谐系数时，不仅考虑到以往正常地磁场的实际分布和变化，而且考虑到对未来 5 年内正常地磁场分布和可能变化，因此，在空间和时间上

都能很好地衔接。

由于上述特点，对中国海区及邻域来讲，国际地磁参考场（Fabiano *et al.*，1983；Malin *et al.*，1981）乃是一个合适的正常地磁场。

二、中国海区及邻域正常地磁场特征

利用已有海磁、航磁成果，对中国海区及邻域地质-地球物理特征进行研究时，可对所采用的实测数据统一用国际地磁参考场进行改算。本书各部分所提到的“磁力异常 ΔT”全是以国际地磁参考场作为正常地磁场求得的。实践表明，国际地磁参考场比较合乎中国海区及邻域正常地磁场的实际情况。

图 1—3 是中国海区及邻域 1980.0 年国际地磁参考场的总强度（F）、磁偏角（D）和磁倾角（I）。

从图 1 可见，区内总强度最小为 37 000nT 左右，位于加罗林群岛的东端，最大为

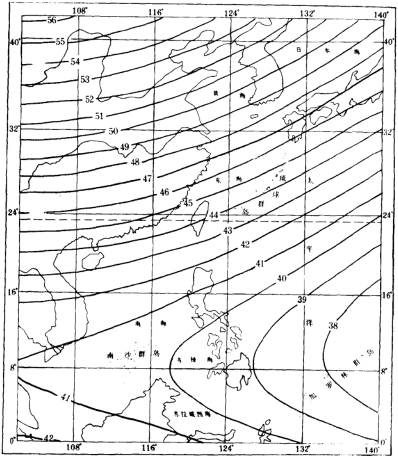


图 1　1980.0 年国际地磁参考场总强度（×1 000nT）

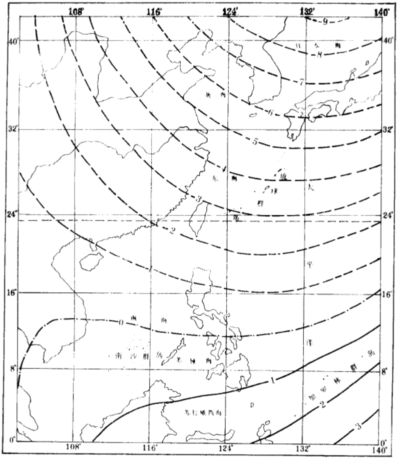


图2　1980.0 年国际地磁参考磁偏角(度)

56 000nT 左右，位于图幅的西北角。等强度线在北纬 8° 附近发生剧烈转折，形如箭头状，其北侧等强度线呈北东东向弧形展布，其南侧则呈北西西向展布。等强度线分布，在北纬 8° 附近最稀，而在 48 000nT 等强度线附近则最为密集。这也就是说，总强度随经纬度的变化，在总强度为 48 000nT 左右时最大，在北纬 8° 附近最小。

从图 2 我们可以看到，在北纬 12° 附近，磁偏角为 0° 左右，以北为负，以南为正。负等角度线呈北北西—北西—东西—北东东向的弧形展布。最大负磁偏角为 9° 左右，位于日本海北部地区。正等角度线基本上呈北东向展布。最大正磁偏角为 3° 左右，位于图幅的东南角。 - 2° 至 2° 的等角度线呈一向西开口的喇叭状，由东向西，等角度线间距逐渐增大。其余等角度线基本上等间距分布。这也就是说，磁偏角为 - 2° 至 2° 时，其随经纬度变化由东向西逐渐变小，其余范围内则变化基本上相同。

图 3 展示了磁倾角的分布面貌。在北纬 8° 附近，磁倾角为 0°，以南为负值，以北则为正值。由南向北，磁倾角由 - 20° 左右变化到 60° 左右。等角度线基本上平行于纬

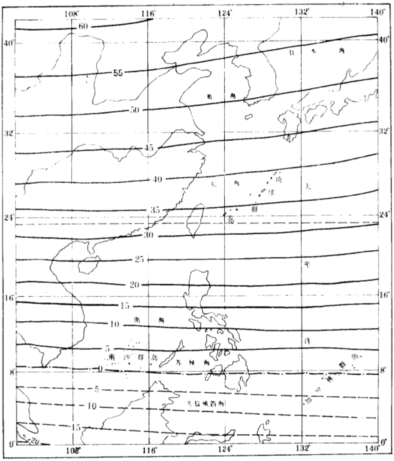


图 3　1980.0 年国际地磁参考场磁倾角(度)

线分布，略呈向东撒开状，这意味着磁倾角基本上随纬度改变而变化，与经度关系不大。等角度线间距在北纬 18° 以南基本相等，以北，则由南向北逐渐变稀。这也就是说，磁倾角随纬度的变化在北纬 18° 以南基本相同，由此向北则逐渐变小。

上述正常地磁场三要素的分布特点，在分析、解释磁力异常 ΔT 时是必须参考的，因为 ΔT 的异常特征与此三要素是密切相关的。对 ΔT 进行各种转换和处理时，上述三要素则更是必不可少的参量。

莫霍面及地壳结构

一、莫霍面深度图的编制

中国海区及邻域莫霍面深度是利用布格重力异常值，对其以平均场法进行高频滤波，提取深部布格重力异常值，然后进行反演得到的，计算莫霍面深度值的网格距是20×20km。

计算时，根据地壳结构差异，将全区划分为五个区块（见图1）：华北区块（A块），华南区块（B块）南海区块（C块），日本海区块（D块）和菲律宾海区块（E块）。其中A，B两区块采用线性公式反演深度值：

$$H_M = A + B \cdot \Delta g^{1)},$$

C，D，E三区块采用 Демениыкая（1975）公式反演深度值：

$$H_M = A\ (1 - \mathrm{th} B \cdot \Delta g).$$

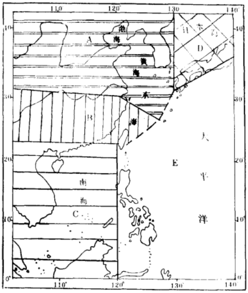


图1　分区示意图

两式中 H_M 为莫霍面深度值，单位是：km；Δg 为深部布格重力异常值，单位是：$10^{-5}\mathrm{m/s^2}$；A 和 B 为待定系数，可根据已知莫霍界面深度控制点[1]（Деменикая，1975；国家地震局《深部物探成果》编写组，1986）的深度值与深部布格重力异常值的关系求得。对原始布格重力异常值进行沉积层校正，然后采用80×80km窗口滑动平均，即得到各点深部布格重力异常值。经计算解得五个区块的 A，B 系数分别如下：

华北区块：$A = 32.63$，$B = 0.059$；

华南区块：$A = 29.70$，$B = 0.083$；

南海区块：$A = 27.80$，$B = 0.00237$；

日本海区块：$A = 31.60$，$B = 0.00291$；

菲律宾海区块：$A = 27.85$，$B = 0.00178$；

由上述五组 A，B 系数建立五个方程，把各点深部布格重力异常值代进去，就可求

1）周姚秀、程振炎、刘文锦，1982，我国区域重力场的基本特征及初步分析，物化探研究报道，第9期，第38页。

得各点莫霍面深度值。海沟一带主要是利用双船折射和声呐浮标的深度资料参与编绘。以 2km 线距勾绘莫霍面等深线，这样就得到中国海区及邻域莫霍面深度图（图 2）。以上这些工作都是在 DUAL83/80 68000 高档微机上实现的。利用 60 个莫霍面深度控制点衡量计算得到的全区莫霍面深度值的精度，实达均方误差为 ±0.96km。

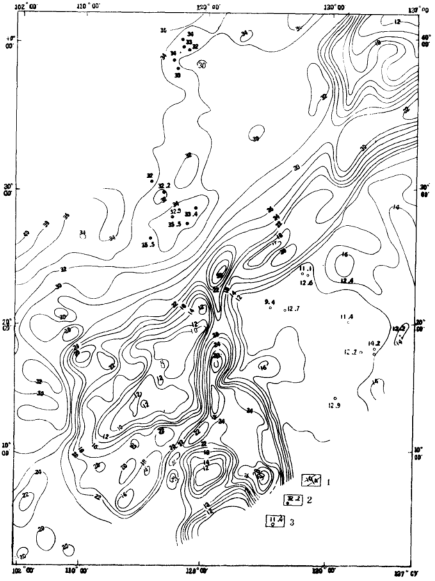


图 2　中国海区及邻域莫霍面深度图

1．莫霍面等深线；2．地壳测深点及莫霍面深度值(km)；3．声呐浮标点及莫霍面深度值(km)

二、莫霍面及地壳结构特征

由图 2 可见，中国海区及邻域莫霍面起伏变化，地壳结构复杂。根据莫霍面展布形态将全区莫霍面分成三大区：I 区为大洋莫霍平稳区，II 区为大陆边缘莫霍陡倾区， III 区为大陆莫霍缓变区，三大区内又分为若干亚区，详见图 3。

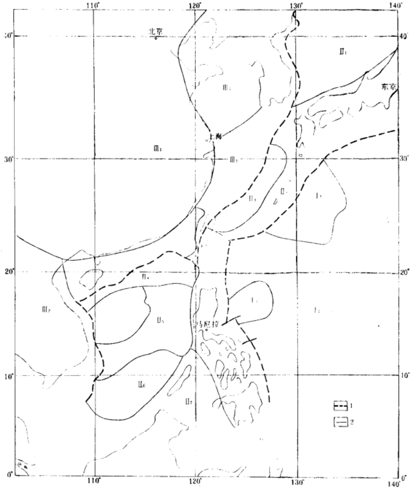


图 3　中国海区及邻域莫霍面分区示意图

1. 一级分区；2. 二级分区

(一) 大洋莫霍平稳区(I)

该区指图幅东南部分的菲律宾海，菲律宾海的北西方向边界由一系列海沟海槽所确定，图 2 中海沟与海槽外侧的 16km 的莫霍面等深线基本上对应了菲律宾海与海沟海槽

的分界线。由图2可见整个菲律宾海的莫霍面深度小于16km，莫霍面等深线变化极其平缓，12km的等深线包含了大部分菲律宾海海域，根据莫霍面深度可细分为三个亚区，I_1为菲律宾海盆和四国海盆区，I_2为冲大东海岭区，I_3为贝纳姆海台区。

I_1区的菲律宾海盆的莫霍面深度为10—12km，四国海盆的莫霍面深度在12km左右，海盆中数十个声呐浮标和双船折射的测深资料揭示了海盆中地壳结构特征。海盆中沉积层的纵波速度为2.0km/s左右，厚度在1km左右，层2的纵波速度为4.4—5.1km/s，厚度一般为1km左右，层3的纵波速度为6.5—7.0km/s，个别双船折射的资料（为192C20和195C20）揭示了某些地区层3有高速层存在，纵波速度达到7.6km/s和7.7km/s，层3的厚度一般为3—4km。菲律宾海盆和四国海盆地壳结构为大洋型地壳，地壳厚度一般在6km左右，个别地段（C21双船折射点处）地壳厚度仅4.7km。海盆中地壳厚度比标准洋壳的地壳厚度要薄的主要原因，是海盆中层3和层2的厚度比标准洋壳的层3和层2要薄。海盆中的各地壳层呈水平平行展布。

贝纳姆海台区（I_3）莫霍面深度较深，约在16km左右，由204C20，203C20，201C20三个声呐浮标测深资料可知，该处速度层没有海盆中的速度结构单一清晰，贝纳姆海台的地壳结构属准大洋型地壳。冲大东海岭区（I_2）的莫霍面深度介于14—16km之间，属准大洋型地壳。菲律宾海中几乎所有海岭、海台和岛屿都属准大洋型地壳。

（二）大陆边缘莫霍陡倾区(II)

该区纵贯图幅的东北角的日本海至西南角的南海海域，即图幅中的沟弧盆地区，它是西太平洋活动大陆边缘的一部分。该区莫霍面等深线呈北东—北东东方向展布，表现为莫霍面等深线梯级带，这里是全区莫霍面等深线变化最为急剧的地区，深度梯度达到1.1km/km，自海沟至岛弧莫霍面急剧下倾。该区的地壳结构以过渡型地壳为主，但有的地方已向洋壳过渡，表现为大洋型地壳，有的地方已向大陆型地壳过渡，表现为大陆型地壳。下面分七个亚区分述：

1. 日本海亚区（II_1）

日本海是菲律宾海板块向南海海槽俯冲而形成的一个弧后盆地。图幅中日本海中、南部的莫霍面等深线平面形态近似于半同心圆状，无明显走向。在海盆中央莫霍面等深线较为密集。日本海盆的莫霍面等深线由12km变化到18km。日本海地区的声呐浮标测量资料揭示了日本海地区地壳结构状况，这里沉积层的纵波速度一般在1.6—4.0km/s，平均厚度在2km左右，最大厚度达到2.3km，层2的纵波速度在5.0—5.8km/s之间变化，平均厚度2km，层3的纵波速度在6.7—7.0km/s，平均厚度5km，上地幔的速度为8.0—8.1km/s，地壳厚度为9—15km。大和海盆莫霍面深度在17km左右，沉积层的纵波速度一般在1.7—3.8km/s，最大厚度可达到1.85km，层2的纵波速度为6.0—6.2km/s，个别地方出现5.5km/s的速度层，层3的纵波速度为6.6—6.8km/s，但在147V2B声呐浮标测量中测得7.4km/s的高速层，大和海盆的地壳厚度一般为14—15km。大和海盆通过相当宽阔的陆架和岛坡与本州岛相接，本州岛的结晶基底伸展到大和海盆深水区逐渐过渡尖灭，由本州岛向大和盆地5.6km/s的岩层逐渐减薄。可以认为日本

海盆和大和海盆均属准大洋型地壳，两海盆的地壳厚度比标准洋壳的地壳厚度要厚几公里，主要是层3变厚。大和海岭的莫霍面深度为20km至22km，海岭的沉积层（纵波速度为1.6—3.5km/s）下为花岗岩层，其纵波速度为5.1—5.5km/s，该层厚3km至15km，日本海中以大和海岭为代表的几乎所有海岭和海隆都属准大陆型地壳。

2．琉球-菲律宾沟弧区（II_2）

该带指自日本列岛，经琉球群岛、台湾、吕宋岛至棉兰老岛及其东西两侧的一系列海沟。该处作为菲律宾海板块向欧亚板块俯冲的部位，其莫霍面形态和地壳结构都有其独特的特点，海沟的莫霍面由12km变化至20km左右，岛弧的莫霍面由20km左右变化至30km左右，组成了一条明显的莫霍面梯级带，这里是全区莫霍面等深线急剧变化的地区。岛弧海沟地区的地壳结构总的来说属于过渡型地壳，但是岛弧与海沟的地壳结构不尽相同，各有其独自的特点。

该带的海沟，主要是指南海海槽、琉球海沟和菲律宾海沟及马尼拉海沟。日本南海海槽的地壳速度结构可由该处几个双船折射的测深资料获得，海槽中层1的纵波速度为2.1—4.3km/s，平均厚度为3km，层2的速度为4.6—5.1km/s，平均厚度将近3km，在C2双船折射测深点上，测到了上地幔速度为7.9km/s，地壳厚度为8.4km，可以认

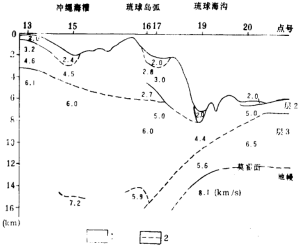


图4　横穿接近庆良间峡谷琉球沟-弧南中部地壳构造断面图
（由Tomoda和Fujimoto，1981编制）
1．实测界线；2．推测界线

为南海海槽的地壳结构属准大洋型地壳。

琉球海沟长约1 200km，最大水深7 500m。吐噶喇海峡以南的琉球海沟南、中段，有两个双船折射点（C18，C19）测到了四个速度层，它位于海沟的洋侧，第一层即层1的纵波速度分别为2.0km/s和2.8km/s，厚度分别为0.06km和2.9km，第2层的纵波速度都是4.4km/s，厚度分别为2.3km和0.7km，第三层即层3的纵波速度分别为6.5km/s和6.3km/s，厚度分别为2.85km和1.5km，上地幔速度为8.1km/s，可见琉

球海沟南、中段洋侧已是大洋型地壳。但是该段陆侧坡的地震折射剖面（Murauchi 等的 17 线，1968 年）表明存在一个纵波速度为 5.0km/s 的厚层（可能大于 6km）伏于3.0km/s 的厚 3km 的岩层之下，后者上面又覆盖了一层（小于 1km）纵波速度为 2.0km/s 的沉积层。海沟陆侧的自由空间异常比海沟轴部约高出 100×10^{-5}m/s，说明它的地壳是由比较高的密度的岩石组成，它或许是与琉球岛弧地壳类似的大陆地壳的一部分，见图 4。琉球海沟北段 Ludwig 等（1973 年）进行的地震研究表明，海沟陆侧坡已过渡为大洋型地壳，见图 5。

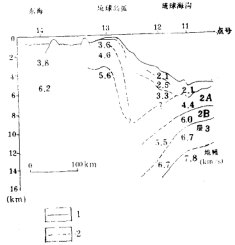


图 5　横穿琉球沟-弧系北部地壳构造断面图
（由Tomoda和Fujimoto，1981编制）
1. 实测界线；2. 推测界线

马尼拉海沟位于吕宋弧的西侧。海沟向北延至台湾岛东侧，南端至北纬 13° 与南沙海槽相接，在马尼拉海沟轴部莫霍面深度约 13km 左右。在海沟南段 D2 双船折射点揭示了该处地壳结构特征，沉积层纵波波速度为 2.1km/s，厚 0.4km，层 2 纵波速度为4.6km/s，厚 2.49 km，层 3 纵波速度为 6.6km/s，厚 3.7km，上地幔的速度为 8.2km/s，由此可见马尼拉海沟地壳已过渡到大洋型地壳。在西吕宋海槽有 4.5km 厚的沉积物堆积，沉积物的纵波速度为 1.7—3.5km/s，其基底层的速度为 4.1—5.7km/s。北吕宋海槽具有纵波速度为 1.5—3.5km/s 的 4km 厚的沉积物，基底的纵波速度为 4.7—5.1km/s。

岛弧处的莫霍面下拗，日本列岛、台湾、吕宋岛、棉兰老岛的莫霍面都由沿海地区 20 余公里向下倾伏至 28—30km，仅琉球群岛莫霍面深度在 20km 左右。岛弧地区的莫霍面下弯，表现出双凸形地壳构造形态。岛弧地区的地壳一般都有较厚的花岗岩层，在台湾、吕宋岛上沉积层最大厚度可达 10km 以上，表现出陆壳的性质。

3. 冲绳海槽区（II_3）

冲绳海槽是琉球岛弧的弧后盆地，它是目前世界上唯一沿大陆边界张开并处于年轻演变阶段的活动弧后盆地，由图 2 可见，冲绳海槽莫霍面等深线的走向呈北东向，在冲绳海槽南部其莫霍面深度大约在 17—18km，在冲绳海槽北部莫霍面深度为 18—20km。1980 年，Lee 等人在冲绳海槽南部进行的一次双船折射研究测到了上地幔的速度，这次研究揭示海槽地区第一层的速度是 1.9—2.0km/s，第二层的速度为 2.3—3.0km/s，这两层可能主要为晚中新世至现代的半固结及非固结的沉积物，第三层为 4.5—5.2km/s，该层可能是前中新世的花岗岩层，第四层的速度为 6.4—7.2km/s，该层可能是辉长岩，上地幔的纵波速度为 8.2km/s。该处上地幔明显上隆，地壳厚度在 16km左右，这个厚度介于陆壳与洋壳之间。在冲绳海槽北部的双船折射和声呐浮标测量，也测到了与南段第三层相对应的速度层。冲绳海槽此段 TO-KA-1 油井采集到了晚白垩世花岗岩样品，

这些岩石上直接覆盖着2 900m厚的上新世岩层，还包含了晚中新世的熔岩流和沉积物。总的说来，冲绳海槽地壳结构属于减薄了的大陆型地壳。

4. 南海北部陆坡区（II_4）

该区自台湾浅滩以南水深200m至3 000m的南海海域。该区的莫霍面深度由24km左右抬升至14km左右，等深线走向与水深线走向基本相符，呈北东东方向。陆坡区的东沙群岛、西沙群岛和中沙群岛皆对应着地壳下拗，东沙群岛莫霍面为23km，西沙群岛为22km，中沙群岛为17km左右。陆坡区的上部和下部地壳结构是不同的。在水深小于1 000m的上部陆坡区，沉积层速度在1.7—4.3km/s范围内变化，厚度由几百米变厚至8 000m，其下伏花岗岩层，纵波速度为5.1—6.1km/s，厚度一般在1.0—4.0km，再下面一层的纵波速度为6.9—7.4km/s，比常见的下地壳速度略高，推测可能是致密辉长岩。上部陆坡区属大陆型地壳。下部陆坡区的地壳明显变薄，深度梯度比上部陆坡区大，259号浮标和65号浮标的资料揭示了该处地壳的速度结构，层1纵波速度为4.3—4.6km/s，层2的速度为5.4—5.9km/s，层3的纵波速度为6.5—6.9km/s，上地幔的纵波速度仅7.9km/s（259号浮标测得上地幔的速度为7.7km/s），这里的地壳厚度在7.5km左右，由此可以看出下部陆坡区地壳结构已向大洋型地壳过渡。

5. 南海中央海盆区（II_5）

南海中央海盆是指水深超过3 500m的南海中部的水域，其呈北东—南西方向延伸。中央海盆莫霍面等深线由12km变化至10km，中央海盆的地壳厚度为6—8km，连续分布的未固结沉积岩类地层直接覆盖于玄武岩质类地壳层之上，属大洋型地壳，其地幔上拱，地壳构造形态呈双凹形。国内外专家识别出5d-11系列的磁条带，为海盆洋壳的生成扩张提供了证据。Taylor和Hayes给出了南海海盆速度结构的解释，沉积层纵波速度为1.5—3.7km/s，层2的纵波速度为4.3—6.2km/s，层3的纵波速度为6.5—7.6km/s，上地幔顶部的纵波速度为8.1—8.5km/s。与标准洋壳相比，南海中央海盆有较厚的沉积层（可达1.0—3.0km），正常的层2和减薄的层3（一般厚3.5—4.0km）。

6. 南海南部海域区（II_6）

该区是指南海中央海盆以南的海域。南沙群岛一带莫霍面等深线一般在20km左右，局部下拗至22km。南沙海槽的莫霍面深度在18km左右，加里曼丹以北南海陆架至巴拉望岛一线的海域莫霍面等深线密集，在亚南巴斯群岛与纳土纳群岛之间有两个26km莫霍面等深线圈闭。该区的地壳调查资料较少。这里沉积层自此至南增厚，最大约5.5km，礼乐滩的桑帕吉塔一井钻遇晚白垩世以来大陆边缘海相-三角洲相-半深海相-边缘海相的沉积，表明这里的地壳是沉陷的大陆型地壳。

7. 苏禄海-苏拉威西海区（II_7）

该区位于图幅正南端，在这两个海域，莫霍面等深线围绕苏禄海和苏拉威西海呈两个同心圆状分布，苏禄海莫霍面深度由12km至18km，苏拉威西海莫霍面深度由10km至18km，20km的等深线把两个同心圆连结在一起。E18双船折射资料提供了苏拉威西

海地壳的各层速度值，层1的纵波速度为2.6km/s，厚1.0km，层2的速度值为5.3km/s，厚0.8km，层3的速度值为6.5km/s，厚6.8km，显然它是属于准大洋型地壳结构。有关文献指出南苏禄海的地壳结构为洋壳。

（三）大陆莫霍缓变区（III）

该区是指中国东部大陆、中南半岛及其陆架区。该区的莫霍面深度由陆架区24km向下倾伏至中国东部大陆的34km，在黔滇一带莫霍面深度达36—40km。地壳结构属大陆型地壳。下面分4个亚区分述：

1. 中国东部大陆区（III_1）

图2中可看到32，34km两条莫霍面等深线由南至北纵贯中国东部大陆，30km等深线贴着东南沿海海岸线外侧在浙江中、北部北东向插入东海。34km等深线以东的中国大陆大致位于著名的大兴安岭-太行山-武陵山重力梯级带的东侧，莫霍面变化较缓。以秦岭—大别山—舟山为界把中国东部大陆分为南北两块，其地壳结构是不尽相同的。华北地区地壳结构属三层结构，中地壳中有速度为5.5—5.9km/s的低速层。该界线以南的中、下扬子地块基本上也是三层结构，只是中地壳中的低速层有的地方很薄，有的地方缺失。扬子地块以南大陆基本上是双层结构，其与华北地区对应的上地壳很薄，而中地壳中的低速层在大部分地区缺失。

2. 中南半岛及陆架区（III_2）

中南半岛上莫霍面深度基本在30km左右，30km等深线走向大致与海岸线走向平行，在中南半岛西北部莫霍面向下倾伏至32km以下。中南半岛的地壳结构属大陆型地壳结构。中南半岛东缘的陆架非常狭窄，陆坡陡直，对应着地壳厚度的陡变带。中南半岛及陆架区地壳属大陆型地壳。

3. 东南沿海陆架区（III_3）

该区指的是东海和南海北部广阔的陆架区，莫霍面由周边地区30km缓慢地抬升至24km，24km的等深线大致代表了东海和南海陆架与陆坡的分界线。等深线走向呈北东方向展布。

在东海陆架区，莫霍面等深线在北东端和南西端（特别在台湾海峡）较为密集，而在中部较为稀疏。在北纬27°—31°、东经123°—126°一带，26km与28km等深线间距较宽，此处正是西湖凹陷的沉降中心。在东海陆坡区等深线较陆架区密集，莫霍面由24km抬升至20km，地壳开始减薄，此处正是东海的地壳开始由陆壳向洋壳过渡的地带。在东海陆架区进行了大量的人工地震调查工作，“维玛”号28航次（1971年）在东海陆架区也做了10多个点的声呐浮标测量。这些资料揭示了东海陆架区地壳为三层结构。第一层为中、新生代沉积层，纵波速度在2.0—5.3km/s之间变化，厚度在1.0—10.0km之间，变化较大，第二层大致相当于中国东部大陆上的变质基底，纵波速度为5.7—6.3km/s，这一层自西至东逐渐减薄。第三层即下地壳，其纵波速度为7.1—7.4km/s。

南海北部陆架区东窄西宽，至海南岛东侧又变窄。莫霍面等深线走向呈北东向，显示了与陆架范围变化相同的变化趋势，陆架东部等深线显得较密，陆架西部等深线显得较疏，莫霍面深度由周边附近 28km 抬升到 24km。在南海北部陆架区内有 100 多个声呐浮标测站，其中 80 号浮标共观察到 12 个层位的速度值，提供了一个完整的速度剖面。研究这些声呐浮标资料和珠江口盆地几口钻井资料可以看出，在南海北部陆架区，沉积层纵波速度为 1.55—5.2km/s，厚度一般在 3.0—4.0km，最大厚度超过 10.0km，第二层为花岗质层，其纵波速度在 5.0—6.2km/s，厚度一般在 2.5km 至 4.5km，第三层的速度为 6.3—6.9km/s，个别地段达 7.05km/s。总之，东海陆架和南海北部陆架都属减薄了的大陆型地壳。

4. 渤海-黄海区（III_4）

渤海和黄海的海底地形随着远离陆地逐渐降低，水深加大，莫霍面伴随着隆坳构造变化而起伏，且与大型沉积盆地的基底呈镜象关系。

由图 2 可见渤海莫霍面在 30—32km 之间变化，莫霍面沿渤中—辽东湾北东向水域隆起。渤海地处华北地块之上，基底为太古一元古宇的变质岩系及轻微变质和未变质的花岗岩。其地壳结构当与华北大陆相似。

黄海莫霍面在 31km 左右，局部地区抬升至 30km。南黄海地处扬子地块上，基底为晚元古代早期变质岩系。北黄海地处华北地块，其基底当与渤海的基底相同。

南海中央海盆格莱尼重力异常

海洋重力场是地球深部构造的重要信息源之一。地学研究迫切要求提高海洋重力测量资料的精确度。这本身包括两个方面的内容，其一是提高海上尤其是大洋上的重力观测精确度和测网密度，提高测点位置的导航定位精度；其二是改善重力资料室内计算整理的精确度，包括将各项校正方法由一维或二维转到三维空间，研究较适合于勘查任务的地球重力正常场公式和各种外部校正方法（孙文珂，1988）。原苏联重力专家在这些方面作了有意义的探索（Артемьев,1975；Кучериненко,1985）。本文以南海中央海盆为例，从改善外部校正入手，引入格莱尼重力异常，对其意义和应用前景加以尝试性的讨论。

一、远区重力效应

所谓远区重力影响，通常指测点某一半径圆域以外至全球的地质质量和补偿质量的效应。这个概念早在 19 世纪提出均衡补偿和计算均衡异常时就指出它的意义和给出计算结果。以往的重力勘探领域是将其忽略不计的。随着重力资料应用范围的拓展，特别是进行区域性深部地质研究时，远区重力影响是远不应忽略的。从海福特 18-1 环带的地形均衡校正值图上可以看出，南海海域的远区影响达 (6— －24) $\times 10^{-5}m/s^2$(mGal)，变化幅度达 30mal，而康藏高原区甚至高达上百毫伽。Кучериненко (1985) 举出一个实例：在对比鄂霍次克海山和南美太平洋滨岸区的布格异常时，发现两地差 30—40mGal，据此曾作出海山地壳较薄的结论。当引入海福特带校正后令人信服地看到，上述差值纯属远区影响，根本不存在什么地质意义。过去评述南海自由空间重力异常特征时，包括作者在内极为关注从台湾海峡经中沙群岛东侧至北纳土纳岛一线两侧场值的差异（何廉声等，1987；金庆焕，1989）。对造成东南为正值背景，西北为负值背景的原因也作过种种推测。看来，以往分析中忽视了远区重力效应的影响。将南海空间重力异常图与海福特带校正图加以对比，不难看出若引入远区校正，南海重力场的背景差异明显消失。是否这种形式的重力异常就更适宜于区域性地学研究呢？下面介绍的格莱尼重力异常可以作出回答。

二、定义和计算

对测点的空间重力异常引入近、中区局部地形校正 (δ_g) 和远区地形均衡校正 (δ_{gi}) 后的重力异常称格莱尼 (Glennie) 重力异常 (Артемьев, 1975；Кучериненко, 1985；Гайнанов, 1989)。下面一组表达式给出几种重力异常的关系：

$$\Delta g_F = g - \gamma_0$$

$$\Delta g_B = g - \gamma_0 + \delta g_B = \Delta g_F + \delta g_B$$

$$\Delta g_G = \Delta g_F + \delta g_G = \Delta g_F + \delta g_d + \delta g_i$$

式中，Δg_F 为自由空间重力异常；Δg_B 为布格重力异常；Δg_G 为格莱尼重力异常；g 为重力测量值(归算到海平面的绝对重力值)；γ_0 为正常重力值；δg_B 为布格校正；δg_d 为近、中区地形校正；δg_i 为远区地形均衡校正；δg_G 为格莱尼校正，它等于近、中区地区地形校正和远区地形均衡校正之和。

图 1 示出 Δg_G，Δg_B 的物理意义模型简要说明如下。

假定地壳是单层的，均质的，具正常地壳厚度，这样图 1 (a) 示出的布格异常是由以下六种异常质量引起的：1) 地形质量，即除去过测点高程水准面按无限平板公式（布格板）校正后剩余部分的地形质量，它具正的剩余密度；2) 低密度的海水盆地的质量；3)分布在正常地壳厚度以下的补偿质量（即山根，负密度质量）；4) 分布在海盆下方的反山根，正密度质量；5)布格板多校正的部分；6) 地壳及地幔中的地质质量。

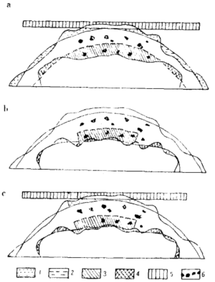


图 1 布格异常(a)和格莱尼异常(b)的质量分布以及二者的综合(c)
图注见正文

由于地质目的不同，对异常所揭示异常质量分布的取舍要求也不同。显然，在解释布格异常时，不希望上述1)、2)、5) 以及远区 3)、4) 项异常质量的成分加入，换句话说，由于这几项异常质量的成分存在，削弱了布格异常对地质质量的“响应”。图 1(b) 表示格莱尼异常的异常质量分布，它消除了全球地形质量及一定距离(视计算方案而异)以外的均衡质量的效应，所反映的是地壳中的地质质量及一定距离内的补偿质量。实际上它消除了包含在布格异常中的上述干扰成分。图1 (c) 表示图 1 (a) 、(b) 结果的综合。

综上所述，布格异常和格莱尼异常的物理意义总的说是相同的。但是，正如 Люстих 等人（1947）所指出的，对各种形式的重力异常来说，只有格莱尼异常最适宜于地质解释，因为它反映的是地壳中的异常质量和 166.7km 圆域内的深部补偿质量。

既然如此，何以此种校正方法未能及早推广和应用，根本原因在于准确计算 0—166.7km 的局部地形校正。

时至今日，尽管重力地形校正是重力资料整理过程中最麻烦且最费时的工作，但有一系列成熟的系统的机算流程，计算精度可以达到毫伽级。海上的情况复杂，总的观测精确度比陆地重力低一个量级，缺少大比例尺（如 1:5 万以上）的海底地形图，难以套用陆地重力地形校正的机器算法。

从实用的角度，Кучериненко（1985）提出利用水深图的水平层片体的校正方法。考虑到地形校正的复杂，Артемьев（1975）提出一个替代的方法，即对布格异常引入远区地形均衡校正，所得称“准格莱尼异常”，并说明两者是近似的。显然，这种替代就简单

多了。

作者利用中国地质科学院矿床地质研究所四室提供的 MGS-1D 软件计算了南海中央海盆区的近、中区（0—166.7km）海底地形校正，利用雷受旻、赵铁虎等提供的远区地形均衡校正值计算出南海中央海盆的格莱尼异常并绘成简图（图 2）。

在引入格莱尼校正的同时，还应考虑另一项校正即布隆斯校正，它是大地水准面相对参考椭球面的差距的校正。因为现有正常重力公式皆从地球密度模型即参考椭球体导出的。随着全球大地测量网、大地重力网及卫重资料的出现，大地水准面与参考椭球面之间的偏差已研究得相当详尽。在海上，这个偏差值的平均值约 60m，布隆斯校正值为 16mGal（$\delta g_{布} = 0.2654h$，h 为大地水准面差距，单位为 m）。同样，这项校正也是不可忽

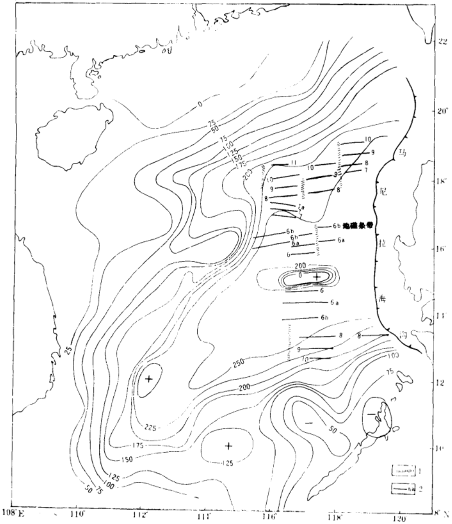


图 2． 南海格莱尼重力异常(nT)简图

1．转换断层；2．地磁条带编号

略的。

三、南海中央海盆的格莱尼异常特征及应用

图2所示的格莱尼异常图总的轮廓同布格异常图大同小异，异常值比布格异常低40mGal左右，平均为255—265mGal。海盆中以黄岩岛海山链的低值带为界，海盆北部低于南部；北部边缘宽缓，南部毗邻南沙块体的边缘，异常等值线密集。西北次海盆及西沙海槽的Δg_G从西端的35mGal平缓上升到东端的200mGal。西南次海盆呈现出中间高值宽缓，而盆地边缘急陡的图象，异常值变化范围为220—260mGal。Δg_G梯度最大的地方出现在中沙群岛的东侧。

利用与何廉声等（1987）的同样的方法给出Δg_G同H_M的经验公式。

$$H_M = 2A / (1 + B^{0.01\Delta g_G})$$

式中A，B为待定系数。通过已知莫霍界面深度的7—8个地震声呐浮标资料，求得上式的近似关系为：

$$H_M = 38.82 - 0.1192\Delta g_G (\mathrm{km})$$

国内外学者多次指出南海海盆的扩张历史及磁异常条带年代。普遍认为南海海盆是晚渐新世到早中新世期间（距今32—17Ma，磁异常条带为11—5d）海底扩张的产物（金庆焕，1989；Таулог等，1983）。Гайнаноб等（1989）曾指出印度洋格莱尼异常同洋壳年龄的关系。我们也将南海海盆的格莱尼异常同海盆洋壳磁性年龄作了对比，发现它们基本上符合以下的关系式：

$$\Delta g_G = 156.9 + 20.7\sqrt{t}$$

式中年龄t的单位为Ma。图3标出南海海盆的数据。据此看来，南海西南次海盆的年龄

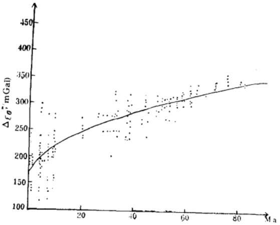


图3 格莱尼重力异常同岩石圈年龄的相关关系

应为 20—25Ma。

综上分析看来，在研究海洋区域大型构造单元（如海岭、海沟、洋陆过渡带）的重力场和解释超长地学断面重力异常时，必须要考虑远区重力影响和布隆斯校正。应用格莱尼重力异常是合理的、可行的。当务之急是完善适合海洋的近、中区地形校正的计算方法及软件。

南海磁异常特征

各类磁异常往往是多种地质因素的综合反映，弄清各类磁异常的地质意义，揭示出它们与某种地质构造的对应关系，这是件相当细致复杂的工作。

一、南海磁异常基本特征

总观南海整个磁场图景，大致可归纳出下列基本特征：

(1) 南海地区的磁异常真实地反映了区内各大地构造单元不同基底结构、性质、岩浆活动及断裂展布情况。因此，南海磁异常分区基本与大的构造单元相吻合。

(2) 南海磁异常类型繁多，有南正北负的伴生异常，伴生现象不明显的正异常或负异常，波浪状异常，锯齿状异常和叠加异常等。其中众多的伴生异常占据了显要位置，清楚地表现出低磁纬度地区磁场的一大特点。磁异常类型如此之多，表明南海地区断裂及岩浆活动极为复杂。

(3) 磁异常强度有由陆及海，由周边向中央海盆逐渐增加的总趋势。异常值大致从±50nT升到±200—300nT。这可能与构成基底的岩石成分密切相关。大量地质、物探资料均已揭示，南海中央海盆为洋壳，基底由玄武岩构成；向周边过渡到陆壳，基底由变质岩、花岗岩、中酸性喷发岩组成。显然，这就是造成磁异常强弱的原因。北部大陆从西往东磁场变化也显现了同样类似特征，异常强度逐渐加大，梯度变陡，局部异常愈来愈发育，磁场面貌越来越复杂，由宽缓单调的负磁场区过渡到平缓波浪状负磁场区，再到正负交替剧烈变化的磁场区。这些特征与区内地质构造演化相一致。大量地质资料均已表明，从西往东地壳运动由相对稳定到活动强烈。断裂和岩浆活动逐渐增强，构成基底（基岩）的岩性越来越复杂，反映了场源两者的相关性。海区从陆架、陆坡到深海盆磁场面貌也有同样特征，幅度升高，梯度加大，异常由平缓宽阔到变化剧烈、复杂。这些特点显然与南海扩张、地壳变薄、地幔物质上涌、海底火山喷发及断裂活动等构造运动体制演变息息相关，紧密相随。

(4) 磁异常走向主要有北北东—北东向、北东东—近东西向，次为北西—北北西向，偶有近南北向。这些异常方向显然是区内地质构造发展的真实记录，客观地反映了该地区基底构造走向、断裂展布方向及岩浆体长轴方向。这表明两者有着某种密切的内在联系，基本上揭示了它们之间的相关性。

(5) 南海中央海盆存在着正负频繁交替的波浪状异常（通称磁条带）。这些异常在平面上呈正负相间线性展布，为条带状，异常幅度200—400nT，宽20—30km，延伸数百公里。梯度很陡，最大达40nT/km。磁条带走向在海盆东区呈近东西向、北东东向，以15°N左右的海山链为中心，呈南北对称排列；而在海盆西南区则呈北东向展布，以深海谷为中心，向北西、南东对称排列，所有这些显然具有类似大洋磁异常特征，是海底

扩张的历史记录，表明南海至少经历了两次海底扩张。

(6) 东沙南、西沙海槽、中沙西（北）、中沙南等处均存在高值正异常，幅值高、宽度大、延伸长，呈近东西或北东向展布，特别醒目。根据理论模式计算与实测曲线对比分析，初步认为这些异常可能由于上地幔物质上涌，使得地壳上拱，受到拉伸变薄并发生张裂，基性、超基性岩浆沿断裂上侵，从而形成岩墙、岩脉、岩株，有的甚至喷出，形成火山熔岩（玄武岩）等因素共同作用下的综合反映。显然，这也是南海扩张及板块活动相伴随的同期产物。

二、各类磁异常的地质意义

由于产生磁异常的因素是多种多样的，同一类型磁异常往往由不同地质因素所引起，有时还是几种因素的综合反映。磁异常类型繁多。因此，对磁异常的推断解释相当复杂，要根据地质、物探多种资料综合对比分析，由陆及海，由已知推未知，并做一定的定量计算，最后作出推论，寻找某些地质规律。下面仅就南海地区资料，对磁异常作一初浅解释，力求寻找磁异常与地质构造的大致对应关系。

（一）磁异常与含油气盆地

一般来说，磁异常与含油气盆地是没有直接对应关系的。可是根据我们在南海地区多年磁法勘探的体会，看来磁力测量是寻找含油气盆地行之有效的方法之一。如北部湾盆地和珠江口盆地最初就是由磁测资料计算基岩深度，推算沉积岩层厚度，然后大致圈定盆地范围的。

在南海海域，一般含油气盆地（拗陷区）的磁场面貌是以平静负磁场为主，或以接近正常场的平静异常区为特征，如北部湾盆地(图 1:I(a))、珠三拗陷(图 1:I(b))；或者以平缓而宽阔的正异常和负异常为主的异常区为其特征，如珠江口盆地东区(图 1:I(c))；这些区域一般异常平缓宽阔，梯度变化小，异常值 50—100nT，最大 200nT 左右，局部异常不发育，有时在边部偶尔可见，磁性体（基岩）埋深一般大于 3km，深达 8—9km。

（二）磁条带与南海的成因

南海的成因虽然众说纷纭，但归纳起来不外乎两种假设，即海底扩张说和大陆洋化。

根据南海中央海盆具有类似大洋盆的条带状磁异常图景(图 1:II)，通过识别分析，按照NLC-80国际地磁年表设计算出理论模式曲线，再与南海海盆实测异常曲线进行对比，初步确认海盆西南部存在 27—32 号磁条带；海盆东部（中央）存在 5d—11 号序列异常。扩张时代：前者发生在 63—70Ma 前，即晚白垩世—早古新世海底扩张，扩张轴为北东向，即北西—南东向扩张，形成了南海的雏型——古南海；后者发生在 32—17Ma 前，为晚渐新世—中中新世扩张，扩张轴近东西向，即近南北向扩张，残留扩张中心在 15°N 海山链附近。原始扩张中心大约在 18°N 左右，后不断向南推移，扩张方向早晚有异，扩张速率早晚不同，南北有异。

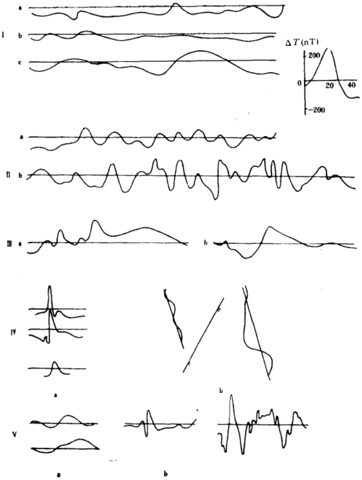


图 1　磁异常与地质构造

I. 含油气盆地磁异常(a 北部湾盆地, b、c 珠江口盆地); II. 南海海盆磁异常 (a 西南海盆, b 中央海盆)
III. 东沙高值正异常 (反映地壳深部结构); IV. 反映断裂的磁异常类型 (a 灵山断裂磁异常, b 珠外中央断裂(磁异常分区界线)) V. 岩石类型与磁异常 (a 花岗岩类磁异常, b 玄武岩类磁异常)

由上述可见，南海是由多期海底扩张形成的。现有地热流、地壳结构等资料也支持了这一点。南海的发展演化相当复杂，显然与相邻的欧亚、太平洋、印度洋三大板块移动 (方向、强弱变化)、地球深部物质运动等密切相关，是长期作用的结果。

(三) 磁异常与基底性质

不同类型、不同特征的区域磁场反映不同的基底性质，受到基底结构和岩石成分的制约。在南海地区基底岩性与磁异常场一般有如下的大致对应关系。

变化微弱平静的负异常区其基底由古老的浅变质岩系组成。如粤桂地区基底由前古

生代浅变质岩系组成，这些岩系具有微弱磁性或几乎无磁性（κ 为 $0—200\times10^{-6}$CGSM），反映为平静负磁场区，就是很好的一个例子。西沙群岛海域也具此类磁场特征。

成片、成块大范围分布的宽缓升高正磁场区为前中生代变质岩系的反映，这些岩系具有一定磁性。如南海南沙群岛一带海域基底与磁场关系可能就属此类。

（四）磁异常与地壳深部结构

对磁异常特征与深部地壳结构的关系，目前还缺乏深入研究。以下仅就南海磁场中几处引人特别注目的高值正异常带的产生因素提出一点看法。在东沙群岛一带、西沙海槽、中沙西海槽、中沙南海谷等处的高值正异常（图 1 中的 III）引起的地质因素，由于目前还缺乏直接的岩石磁性和其它地质资料，因此，很难作出令人信服的推断解释。我们根据有限的一些多道反射地震、声呐浮标和理论计算资料等，经初步综合分析，认为这些异常处于洋陆交界过渡区域，这显然与地球深部因素有关。由于这些地区地壳较薄，深部物质运动频繁且强烈，断裂发育，地球深部岩浆物质沿断层裂隙贯入，形成岩浆岩体如岩墙、岩脉、岩株等，有的甚至喷出海底，形成海底火山丘、火山锥或玄武岩被等，异常就是这些因素的综合反映，由诸多因素叠加而成。

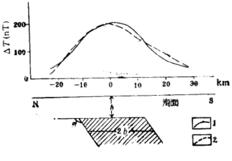


图 2　西沙海槽实测磁异常与斜磁化条件下倾斜厚板状体磁异常的对比

$J=600\times10^{-6}$CGSM，$\alpha=125°$，$I=20°$，$h=7.5$km，$b=12$km. 1. 实测；2. 计算

根据上述推测，钱翼鹏设计模型，对其中西沙海槽正异常作了正演拟合计算，结果理论曲线与实测曲线相当一致（图 2），这也证实我们的推测基本合理。

（五）磁异常与断裂带

岩石在经受强大的外力作用后，磁性一般降低。但由于断裂的发生、发展，岩石随着发生破碎、变质，同时伴随岩浆侵入、喷发，并与围岩发生交代作用，以致使铁磁性物质集中，从而形成矿化带。由于这些变化的结果，磁场往往出现相应的线性升高异常带，横穿异常走向的磁场值交变带、线性负异常带等。显然，这也给我们识别和圈定断裂带等提供了信息和依据。

南海地区明显反映断裂带的磁异常有下列几种类型：

（1）断裂带表现为羽状排列的线性正异常带，如灵山钦州断裂带、合浦断裂带、莲花山断裂带等（见图 1:IV(a)）。

（2）断裂反映为线性变化的负异常带，如汕头（南澳）-香港断裂带，硇洲-涠洲断裂带，海吊罗山-万宁断裂带，礼乐西仁爱-巴拉巴克断裂带等具有这种异常特征。

(3) 断裂表现为具不同性质磁场特殊的大区分界线。如珠外中央断裂带、西沙海槽南北两侧断裂带等，就是这种特征的突出例子（图 1:IVb）。

(4) 异常带轴线的错动断开为转换断层的磁场特征，如中央海盆东区数条南北向转换断层、海盆西南区数条北西向转换断层等就表现为这种异常特征。

(5) 断层表现为由数个短轴状正负伴生异常组成的线性串珠状异常带，像纳土纳断裂带就是这种最好的例子。

由磁异常的明显特征圈定的断层在南海区域有多条，但归纳起来，不外乎上述类型。

（六）磁异常与岩石类型

南海区域岩浆活动频繁，岩浆岩种类齐全。但由于目前海上钻井不多，有关海区的地质资料也很贫乏，因此，只能就陆上岩石露头区所反映的磁异常特征，与海区磁异常特征进行对照，或者根据由陆向海明显延伸的岩体所表现的磁异常的连续性等，再结合海底地形、重力等资料，作一初步归纳与推断。

1. 花岗岩类的磁场特征（图 1:Va）

南海地区有加里东期、印支期、燕山期等时期的花岗岩类，但各时期花岗岩磁性不同。中生代以前的花岗岩类一般无磁性或磁性微弱，中生代燕山中晚期花岗岩类一般则有一定的磁性，个别甚至较强，岩石磁化率($\varkappa$)一般 200—1 000 × 10^{-6}CGSM。这类岩石通常可引起 50—200nT 的正异常或伴生异常，且异常平缓，梯度变化小，异常宽 10—30km，长 30—50km。这类异常与花岗岩体一一对应，在南海北部大陆闽粤地区及海南岛都屡见不鲜；同样，在海区珠江口盆地、琼东南盆地钻井揭示的花岗岩类，再对照磁异常，也发现有这种对应关系。

2. 基性岩的磁场特征（图 1:Vb）

南海地区基性岩分布广泛，多期形成。既有呈岩脉、岩墙的侵入体，也有呈火山锥、火山丘及玄武岩层状披盖形成的喷发岩，并且早晚不同期有相互切割穿插现象。这样就造成了岩石成分、类型、产状、埋藏深度等方面的差异，从而，也就引起磁异常的面貌不同。

通常基性岩脉、岩株、岩墙可产生近似对称的正异常(带)，异常幅度大，可达 200—300nT，异常宽缓且延伸长。如中沙南海谷正异常就属此类。

一般火山口或火山锥可引起尖峰状异常，异常值高，通常 ± 200—300nT，有时可达 ± 400nT，甚至更大，异常梯度陡，在平面上呈球状或椭圆状。如湖光岩火山口就表现为尖峰状异常，东沙岛东南数处尖峰状异常可能就是由火山口引起。另外，区内多处也具同样异常。

在海底或地表出露的玄武岩被常引起锯齿状异常。异常剧烈变化，幅度变化大，有时可达 300—400nT，梯度变化也大。这可能是由于玄武岩内部磁性变化大($\varkappa$ = 80—200 × 10^{-6}CGSM，J_r = 2 000—2 800 × 10^{-6}CGSM)，很不均匀所致。例如，雷州半岛、新加坡海台等处异常就属此类。

而埋藏一定深度或海水很深（几千米以上）处出露的并呈层状展布的玄武岩可引起叠加异常，此类异常一般叠加在大异常的背景上，异常幅度不大，一般 50—100nT，异常范围小，变化弱。北部湾及雷琼一带钻井资料证实此类异常由夹于沉积岩中的层状玄武岩所引起；推测中、西沙海域一带分布的叠加异常也属此类。

（七）磁异常与海山

南海区域海底山星罗棋布。从一些地震反射剖面显示可见，多数形成于新生代，一般由火山喷发堆积的玄武岩所构成。

关于海山所引起的地磁异常，我们未能作专门研究。仅根据日本不少学者研究成果，把海山异常归纳为两大类：一种为南正北负的伴生异常，表明海山岩石磁化方向与现今

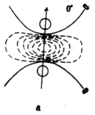


图 3　海山产生的异常

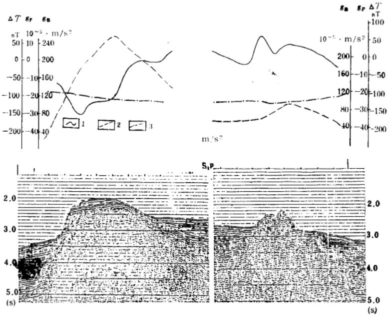


图 4　局部重磁异常与海丘、海山

1. ΔT; 2. g_F; 3. g_B; S_p. 炮号

磁场方向一致；另一种为负异常，海山岩石磁化方向与现今磁化方向相反（见图3）。对照南海海域海山所表现的磁异常不外乎也是上述两种类型为多（图4），另外，表现为叠加异常的海底山在南海也为数不少。这可能是由于当时海底喷发岩浆物质与海水发生了激烈反应，结果产生了含水玻璃和蒙脱石等粘土矿物或沸石构成的玻璃质碎屑岩、橙玄玻璃等，如西沙高尖石就是由此类岩石构成，此类岩石磁性变弱（$\varkappa = 500—600 \times 10^{-6}$ CGSM），因此，就产生了叠加异常。

南海磁异常条带

南海迄今尚未进行深海钻探，有关深海平原形成与演化的若干地质问题一直悬而未决。笔者试图运用扩张磁异常对比法，识别深海平原中可能存在的磁异常条带，进而探讨其洋壳年龄，并对使用该方法所出现的多解结果进行评述。

一、南海深海平原赋存的磁条带

南海深海平原位于北纬 11°—20°，东经 112°—119° 之间，海域水深在 3 400—4 400 m 范围内，其形状似不规则菱形。海底地势除局部发育的海山（丘）外，绝大部分地区均相当平坦。与此相对照，这里磁异常却极不平静。由磁异常平剖图（图 1）看出，南海深海平原内一系列幅值 200—400nT（最大达 700nT），宽度 10—30km 的磁异常比比皆是。它们上下连绵起伏，形似波浪。相邻剖面异常其峰与峰，谷与谷之间相互套叠得较好，通常能展现出一排排平行的、正负相间的条带状磁异常结构特征，具有明显的方向性。

从总的异常走向趋势来看，深海平原内存在两组不同走向的磁异常条带：一组为近东西向，另一组为北东向。近东西向的磁条带发育在深海平原的东部和西北部；而北东向的一组发育在海盆的西南部。

在深海平原东部，近东西向的磁异常条带大致对称地分布在位于北纬 15° 的东西向海山链两侧，这些线性排列的磁条带在东西方向延伸较远，有的长达 200km 以上。在 15°N 南北两侧各一个纬度范围内，除海山形成的干扰异常幅值很大外，大部分地区的磁异常幅值都小于 200nT，有些仅为 100nT 左右，典型的三峰状异常幅值达 200nT 以上，它们分别位于北纬 16° 和 14° 附近，在北纬 16° 以北地区，条带异常幅值明显增大，常见值为 300—400nT，最大可达 700nT。此外，局部地区还发生磁条带南北向错移，但错开的距离一般不超过 20km。在北纬 14° 以南，除靠近西南海盆的部分地区磁异常条带特征表现不明显外，其余大部分地区都有明显显示。

在海盆西北部，这里磁异常条带比较难识别，但通过细致分析对比，仍可找到五组东偏北 10° 近于平行的磁条带。

在西南海盆，一系列幅值不大（50—150nT）、宽度较窄（10—20km）的北东向磁条带对称镶嵌在中央裂谷两侧。其西南端磁异常发育情况，因缺少资料尚不清楚。

二、扩张磁异常理论模式

在平坦的深海平原之上显现出如此奇特的波浪状磁异常景观，这是在陆地以及大陆边缘难以见到的。对此现象不可能用岩石磁性差异、基岩面起伏等陆地磁异常解释方法

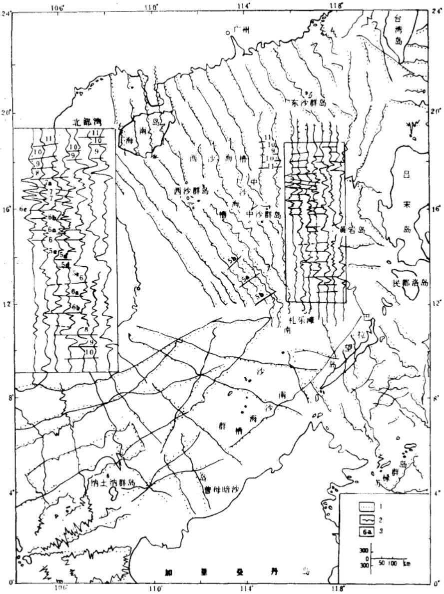


图 1　南海磁力ΔT异常图

1．测线；2．磁异常；3．磁条带编号

予以解释。若用大洋扩张磁异常模式尚可得到一些满意的结果。即假设在扩张中心，软流圈物质不断上涌，在冷凝过程中形成新的海底并向两侧扩张，与此同时地磁场多次发生倒转，而海底凝固后的磁性是稳定的，因此就形成了一系列正反向交替磁化的条状磁性块体，它们是引起深海平原中正负相间条带状磁异常的磁源。实际计算时，有将沉积层之下的层 2 玄武岩当作磁源，也有把层 2 上部约 500m 的一层（层 2A）玄武岩作为磁

源。选用后者的时候，往往磁化强度值比前者要高几倍，最终计算结果两者差别非常小。关于磁源产状，有的简化为水平薄板；有的更逼真一点，把层 2 顶面深度看成变化的，即随离开扩张脊距离增大而加深。根据不同的产状，选用不同的计算公式。对于水平层用均匀磁化水平薄板组合模型公式计算其理论磁异常；而倾斜层则用二维条板组合模型公式计算之。计算表明，只要参数选用适当，无论采用那种模型，所计算的结果基本相同。即使有异常幅值上的差异，也绝不影响磁条带的辨认。这里仅介绍一种简单的、均匀斜磁化水平薄板组合体，在正向与反向磁化的情况所引起的磁异常公式：

$$\Delta T = \sum_{i=1}^{N} \Delta T_i$$

$$\Delta T_i = 2t(\kappa T_0 \pm J_r)\left\{\frac{2Z\cos I\sin I\sin\beta + X_i(\sin^2 I - \cos^2 I\sin^2\beta)}{r_{i1}^2} - \frac{2Z\cos I\sin I\sin\beta + (X_i - b_i)(\sin^2 I - \cos^2 I\sin^2\beta)}{r_{i3}^2}\right\}$$

式中 t 为薄板状体厚度，k 为磁化率，T_0 为地质体所在处的正常地磁场，J_r 为剩余磁化强度。对于符号“±”选取，当剩磁与感磁方向一致时取正号，反之则取负号。X_i 为观测点的坐标，b_i 为块体宽度；Z 为薄板状体中心埋深，$r_{i1}^2 = Z^2 + X_i^2$，$r_{i3}^2 = (b_i - X_i)^2 + Z^2$。$\beta$ 为板状体走向与磁北的夹角，I 为地磁倾角。

利用上述公式，选用合适的参数，可以计算各极性期板块扩张所形成的磁异常。

三、磁异常条带的识别

为了标定南海深海平原东部磁异常条带的序列号，我们依据实测磁异常，并参照拉蒙特国际地磁年表，选择 5d—11 时段的 91 块正反向磁化块体为磁源，由上述公式计算了它们的理论扩张磁异常剖面（图 2），以此拟合海盆东部的磁异常。为便于比较，将海盆东部的 8 条实测异常剖面也一并绘制在图 2 上。以易于识别的 6a—6b 三峰状异常为

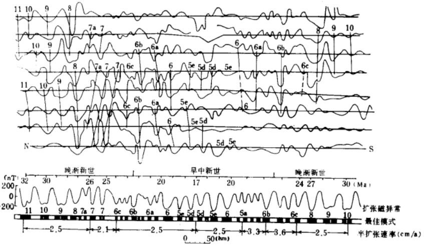


图 2 南海深海平原东部实测磁异常和理论扩张磁异常对比

标志，通过理论异常与实测异常的峰、谷特征对比，在实测剖面上识别出标号为 5d，5e，6，6a，6b，7，7a,8,9,10 及 11 的磁条带。南海深海平原东部近东西向 5d—11磁条带的识别，为晚渐新世—早中新世（32—17Ma）的南海南北向海底扩张提供了证据。

按同样方法，我们又对 5a—5b 时段 33 块水平薄板状体形成的磁异常进行了理论计算，其结果绘在图 3 上，同一图上还绘出深海平原西南部的四条实测磁异常剖面。经对比后，在实测磁资料上识别出 5a—5b 磁异常条带。据此推断，深海平原西南部的海底扩张发生在中中新世，距今 15.0—11.8Ma。

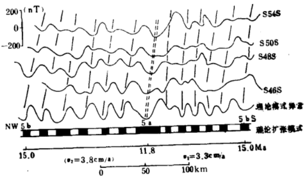


图 3　南海深海平原西南部实测磁异常与理论扩张磁异常对比

同样，为识别深海平原西北部磁条带，我们将实测异常与 9—11 序列的理论异常在图4 上进行了对比，经初步辨认，它们为 9—11 序列。据此推断，深海平原西北部的洋壳年龄为距今 32—28.5Ma。

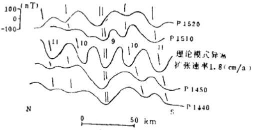


图 4　南海深海平原西北部实测磁异常与理论扩张磁异常对比

四、磁异常条带识别多解性评述

1980 年以后，中外一些海洋机构在南海进行了综合地质地球物理调查，先后发表了有关南海成因与历史方面的文章。从现有资料看出，对于海盆东部洋壳形成与演化问题，原则性争论不多，对 5d—11 序号磁异常条带基本持肯定态度，仅在一些细节问题上尚持不同见解。譬如，有的主张扩张应分两幕进行（李振五，1984）；有的认为扩张基本对

称（Taylor *et al.*，1980）；有的认为前期是不对称扩张，后期对称（吕文正，1987）。还有认为在7—7A时期曾出现扩张脊向南跃移，因而南半部缺失7—7A条带。有的则认为南部并不缺失7—7A，而缺失9—11号异常。

但是，西南海盆的情况则迥然不同。这里鉴认出的磁异常序号名目繁多，差别非常之大，推断的洋壳时代老至早白垩世，新到现今，如此悬殊实令人费解。据不完全统计，有关这方面问题的结论至少有五种：1）根据所识别的条带M5—M10N，确定其洋壳时代为早白垩世豪特里维期至巴列姆期（距今约125—118Ma）（何廉生等，1987）；2）识别的条带27—32，推测海底扩张发生在晚白垩世—早古新世（距今7 000—6 300Ma）（吕文正等，1987）；3）识别的条带5C—6C，推测洋壳时代为早中新世（距今23—16Ma）（金翔龙，1989）；4）即为笔者前述5a—5b，推测洋壳时代为中中新世（距今15.0—11.8Ma）；5）条带序号为1—5，推测海底扩张从距今8Ma开始一直到现今仍在继续。

笔者认为，南海这个小洋盆是在其周围三大板块运动的影响下生成与发展起来的，它的扩张演化过程既可能受其周围环境的诱发，而必然又会受其制约，因而实际扩张不可能像大洋那样持续稳定，它完全可能是继续的、不对称的。对这样一种复杂的扩张过程，若用前述的简单模式进行对比，两者之间出现不一致是完全可能的。可是问题往往就出现在不一致的地方。研究者为了达到好的拟合效果，常常出于自己的地质观点，提出一些预想的地质事件来修正模式，于是就出现了互不一致的结论。

在深海平原东部，由于在北纬14°和16°分别有大家公认的比较标准的6a—6b三峰状异常存在，以此作为识别标志，客观上起到了"卡"住时标尺的作用，因而在这里没有出现辨认异常的原则分歧。但是，在深海平原西南部，由于这里发育的磁异常幅值较小，难以找"卡"时标的典型异常，这就给解释者提供了"随心所欲"的方便，以至出现上述差别离奇的结果。

要验证这些结论正确与否，最好的办法是进行深海钻探，但在此之前，应尽量多参照其它地球物理资料，特别是地热流研究成果，在综合研究的基础上，先确定大的时标范围后，再考虑对模式进行修正的问题，这样得到的结论才是比较可信的。

就南海深海平原东部而言，根据热流程推测的洋壳年龄与磁异常推测的年龄极为吻合（Taylor等，1983）。而对西南海盆来说，根据平均热流值为114mW/m^2，由冷却板块模式推断的地壳年龄应为15Ma左右（金庆焕，1989）；若与太平洋地热流-年龄经验曲线对照，该区的平均年龄应为17Ma。因此，西南海盆的地壳年龄应该"卡"在这一年代范围内比较合适。

广州-巴拉望重磁断面
重磁异常综合解释

南海是西太平洋众多的边缘海之一。自70年代初,它的构造意义与资源远景令国内外地学界所注目，研究南海之兴趣与日俱增。广州海洋地质调查局（前身为南海地质调查指挥部）与美国拉蒙特地质观测所的两个阶段的合作调查，南海地质地球物理图集（1:200万)出版和中国海区及邻域地质地球物理系列图的编篡以及南海地学断面的建立等等，标志着对南海构造演化的研究进入了一个新阶段。

广州-巴拉望区域剖面纵贯南海，北起华南大陆，南至巴拉望陆架区,跨越多个构造单元。下面就对剖面不同区段之重磁特征及其地质意义进行论述。

一、重磁异常基本特征

从断面所示的资料可以看出剖面地形、重磁异常及其处理结果。空间重力异常（以Δg_F表示）可分四段：1—500（采集点号，下同）,Δg_F在零值附近变化，幅值大约在20—-40×10⁻⁵m/s²(mGal）之间，这一段是华南大陆及珠江口浅水陆架区，属陆壳区；500—1 000，Δg_F幅值略有降低，为10—-20mGal，是南海海盆之北半部,其中500—600属陆洋过渡之陆坡区；1 000附近，海盆中部有二海山，北称涨中，南为珍贝。后者被视之为残留的扩张中心；过海山后的1 100—1 400处，Δg_F背景明显上升，达20—30mGal，与海盆北部不同之处是异常平缓，这里是海盆南缘，含一部分礼乐滩浅水区；过1 400再往南属巴拉望岛架区，Δg_F为高异常区，最大值可达80mGal。

为了解空间异常之区域（深源）分布特征，将其向上延拓30km。令人惊讶的是它与2—180阶卫星重力异常很一致，总的趋势是自北向南逐渐升高。

剖面磁异常比较复杂,可见以下特征：负值大于正值,北部陆缘及中央海盆均如此，正负异常幅值比大致为1:2—1:3,这是低纬地区磁异常特点；有不同规模的异常叠加，较明显的是500，700号点处，前者异常光滑，波形宽，比之海盆区异常,可见其深源特色，而700号点处则是深源高值异常（600—800）上叠加的浅源高频成分；地壳类型相同者，如南北两端的陆壳区，但ΔT形态不一，北缘ΔT多为局部异常，幅度大，80—-150nT，南端异常平稳，局部异常少见，场幅仅0—-50nT而已。

二、对深源重力异常的认识

从上延结果与卫重异常均可看出,Δg_F自华南大陆向南缓缓升高,过涨中海山后这一趋势尤为明显，北部海盆基值为负，海盆南半部（1 000—1 400）则皆为正值，平均18 mGal，过礼乐滩后幅值更高，极值可达40mGal，卫星异常则更高。

图 1 为 C.Bowin 提供的全球大地水准面差距异常图(GEM-9,2—10 阶)。由重力测量学中著名的布隆斯公式、斯托克斯公式可知，差距与扰动位同级。将混合重力异常积分可得差距。说明差距比重力异常“平滑”,同一阶次则差距以反映深源质量异常为主。从图 1 可见，沿西太平洋花彩状列岛分布的差距正异常带，巍巍壮观，绵延逾万公里，中心位于大巽他群岛之新几内亚，幅值达 800m，为地球上最大的一个异常,南海Δg_F场自北向南缓缓升高的背景，正是巴布亚新几内亚差距高异常区的边缘部分。

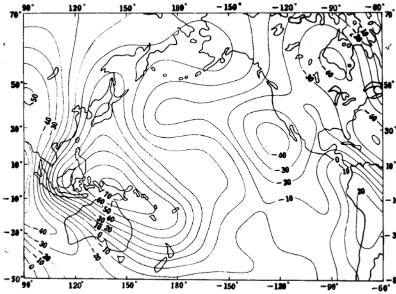


图 1 差距异常图 (mGal)

由广州至巴拉望地学断面的岩石圈细结构剖面知，地壳底面、固相岩石圈底界沿剖面的分布规律自北向南大致皆为厚—薄—厚，相应的异常不会自北向南一直升高。前述之东亚正差距异常带无视海陆分布之巨大差异，可见其源在地幔以下。

地球深部另一重要的密度分界面即幔核边界（古登堡面）,以 V_P 自13.64km/s陡降至 8.1km/s，V_s 由 7.3km/s 降为零为特点，密度则自 5.56g/cm³ 突增至 9.98g/cm³(傅承义等，1985）。古登堡面可能发生挠曲，那是因外地核的流体运动压力差异所致。东亚正差距异常带与西太平洋板块聚敛处相重合，是幔核边界质量异常（古登堡面隆起）所引起的，对此可作如下推测：古登堡面隆拗（亦即质量盈亏）是一种重要的板块运动驱动力（Bowin，1985)。

三、海盆区磁异常的分解

继 Ban Avraham 和 Uyeda 之后,Taylor 与 Hayes 根据 1979 年中美联合南海调查所得磁异常辨认出盆地东部的 5d—11 号东西向磁条带，解释南海海盆扩张的年代为中渐新世到早中新世（距今 32—17Ma）。

从断面的ΔT曲线可见，其远不及大洋磁条带简单，似有深源异常叠加，为此在处理时，以新研制的变磁纬度化极方法，先将其化极（消除斜磁化影响，简化异常与场源之对应关系），再作高、低通滤波，分解出浅源、深源异常。高通结果与剖面之浅源构造的对应极佳，从而也增加了低通滤波结果的可信度。纵观高通曲线，大致可分三段：北部陆缘段：低幅、短波长，极值不超过 1 000nT；南部巴拉望段(1 300 以南)：异常平静，几乎近于零；中段则为较典型的洋壳玄武岩的磁异常特征。

海盆南部陆缘自下第三系—第四系皆为碳酸盐岩，岩浆活动不明显；而华南大陆自侏罗纪后多期构造运动，岩浆活动频繁，故而南北两侧高通滤波后的异常特征之差异如此分明。中央海盆磁异常则认定为层 2A 磁化层所引起。随着大洋深海钻探的展开，人们对磁化层分布状况的认识已深入许多。如今认识到海磁异常场源不应囿于数百米厚的层 2A，对起源复杂的边缘海，似应考虑深源磁异常的存在。我们对剖面磁异常（即低通、高通滤波后曲线）作如下的计算。设浅源磁性层位于层 2 顶面下 500m 厚度内，以正反向磁化的水平延伸均质长方体组合模拟，在已知顶面深度（多道地震剖面）情况下，以叠代约束反演这些长方柱体的水平宽度、位置以及磁化强度。再以人机联作方式求深源磁性体分布，目标曲线是化极后的异常$\Delta Z_{\perp}$。

图 2 即为南海洋壳区之磁结构模型。有两层磁性层，上层预定厚 500m，为无限延伸之水平薄板，磁化方向正反交替，即高通磁异常之源；下磁性层（体）比浅磁性层磁性弱，断续分布。对此，笔者解释为后期岩浆侵入体，因为除图两端的深源磁性体外，其余深源磁性体皆与海山（珍贝、涨中）以及不知名的海丘相对应。海山不会是一次形成的，而且在深处可能有不同规模的岩浆房（囊），此即深源磁性体。

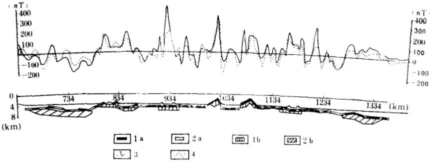


图 2　南海洋壳磁性层分布

1a. 浅源磁性体正向磁化；2a. 浅源磁性体反向磁化；1b. 深源磁性体岩浆房；2b. 深源磁性体有磁性的陆块；3. 化极后磁异常 $\Delta Z_{\perp}$；4. 正演曲线

此外，E.A.Назарова 通过对东南太平洋 Heezen 转换断层蛇纹岩磁性的研究认为，层 2A 底下有强磁性的蛇纹岩层，这可能是对海盆中深源磁性体的另一种认识。

剖面两端的深源异常大致对应于南北边缘（洋陆壳交界处），笔者推断为沉陷的陆壳碎块。1 400 以南的ΔT为负异常，经低通滤波得略具起伏之正异常，表明碳酸盐岩下有深源磁性层，可能是前新生代变质基底（陈圣源，1987），礼乐滩桑帕吉塔 1 井证实，白垩纪末该地区为出露水面之陆地，自古新世开始沉积陆架型灰岩，说明陆壳发生沉陷(Taylor *et al.*，1980)，深部磁性体可能就是包括上白垩统在内的陆块。

综合以上，我们可以知道：

(1) 向上延拓 30km 的重力异常，尽管海陆岩石圈的巨大差异，自华南大陆向剖面南端的巴拉望地区还是缓缓升高，推测是 2 900km 深处幔核边界质量异常引起的。2—10 阶的大地水准面差距异常图示出的西太平洋板块聚敛边缘对应的正差距异常构成本剖面重力位场的背景。

(2) 南海海盆洋壳具双磁性层结构。层 2 顶部 500m 是磁异常高频成分的场源；深源场的特征是断续分布的，其实质或是深部岩浆房，或是超基性岩组成的磁山根；对应南北边缘的深源磁异常很大可能为沉陷的陆壳碎块。据钻井资料估计，礼乐滩地区沉陷时间约在 60Ma 前。

(3) 联系南海周边之区域地质。晚白垩世前中国东南沿海的安第斯式的大陆边缘；印支昆嵩地块基底为前寒武纪；西沙群岛、中沙群岛的陆壳结构，笔者有理由认为晚白垩世前南海有过陆壳，40Ma 前太平洋板块移动方向的改变，强化了对已沉陷的陆壳的挤压作用，当俯冲的洋壳前锋熔融并应力贮集足够时，导致陆壳裂离，海底扩张。据估计从洋壳俯冲到弧后发生扩张至少需 10Ma。所以，南海扩张发生在晚渐新世是最早的时限。

广州-巴拉望断面磁异常解释方法

海洋地磁学研究自本世纪60年代大规模海洋地质调查开始,已有了极大发展，取得了公认的辉煌成就。磁条带的识别与对比在海底扩张理论的形成与发展中起着主要作用，至今仍是海洋地磁研究的重点。但是海洋磁测资料还包含着更为丰富的信息，有待我们进一步挖掘和利用。

这里主要讨论的是南海海磁异常的特征及由此应采用的处理与解释方法，介绍针对海洋磁异常而开发的专门技术及初步应用效果。

一、南海磁异常的特点，主极值与深源异常

决定南海磁异常特征的主要因素有三个：

(1) 南海位于赤道附近，北纬3°—23°之间。

(2) 南海海盆扩张期大约为中晚渐新世—中新世早期，距今32—17Ma。扩张方向近南北向，半扩张速率大约2.5cm/a。扩张中止后无明显的整体运动。

(3) 南海海盆作为一个边缘海盆，其地壳结构必然比典型的大洋洋壳复杂。

第二个因素决定了形成该海盆时，新生洋壳处于和今天基本相同的纬度上，但在反极向期磁场方向可能与现代地磁场相反，相当于处于邻近赤道的南纬纬度上。

低纬度地区感应磁性体 ΔT 异常与高、中纬度地区同类磁性体 ΔT 异常有显著差异。图1显示东西走向感应磁化的水平圆柱体正横断剖面上的 ΔT 异常形态随磁倾角的变化。可以看到水平磁化圆柱体的 ΔT 异常是垂直磁化异常关于水平坐标轴的镜象。两者的最强的极值（以下称主极值）点都正对着场源的中心。两侧，在磁性体范围以外各有一个反号的伴随极值。伴随极值强度只有主极值强度的1/6。这种主极值点对应着磁性体而伴随极值比主极值弱得多的异常，我们称之为主极值型异常。近于水平磁化或垂直磁化的感应磁化的水平圆柱，都是主极值型异常。

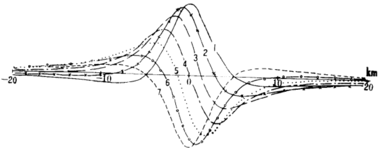


图1　水平圆柱体 ΔT 曲线图

曲线1—7，i 分别为90°，75°，60°，45°，30°，15°，0°；圆柱体中心埋深 $D=5$km

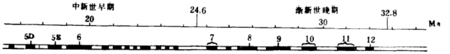


图 2　南海海盆扩张期古地磁年表

(Ness, 1980)

由于从扩张脊涌出的岩浆遇海水迅速冷却而获得的剩余磁性是大洋磁异常的主要来源，因此人们一般认为磁性洋壳可以用层 2A—大洋玄武岩顶部顺层排列的，正反磁化交替的，水平延伸的多边形棱柱体的组合来模拟。在南海海盆扩张时代，正反极化期延续时间由 0.02—1.27Ma，平均约 0.32Ma，大于 0.6Ma 的只有 4 期，乘以 2.5 cm/a的半扩张速率，可知这些柱体水平宽度约在 0.5—32km 之间，平均 8km，绝大多数小于 15km。相对于南海海盆玄武岩层顶面深度（5—7km），大多数柱体可以近似看作水平圆柱体，其异常为主极值型异常（图 3）。只有 2 个条带宽度达 20km 以上的柱体，才出现明显的矩形特征。而两侧伴随极值，一般位于磁性体边界以外约 4—6km，强度不超过主极值强度的 1/6—1/3。

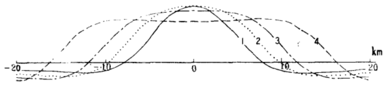


图 3　长方柱异常形态随水平宽度变化

1—4：水平宽度分别为 10，15，20，30km；顶面埋深均为 6km，底面深度 6.5km

由于洋壳正反向磁化条带相间，伴随极值正落在相邻磁化方向相反的磁性条带上方，加强了相邻条带的主极值异常。因此，南海层 2 对应的磁异常将是主极值型异常。正向磁化的洋壳对应负峰，反向磁化洋壳对应正峰，极值点大体对应磁性体中部，异常宽度一般不超过 15km，平均 8km。

现在看因素三。边缘海盆洋壳结构的复杂性必然反映在磁异常上。最明显的是磁性体有两层结构。在广州-巴拉望区域剖面上，海盆上方出现了宽度在 30—80km 的宽缓异常（图 4），构成前面描述过的宽度在 20km 以内的层 2A 磁异常的背景，这是典型的大洋磁异常所没有的。它表明在层 2 顶面 500m 以下，还有不可忽略的磁性体存在，我们称之为深源磁性体。在这些磁性体出现的区段，水深曲线都无一例外地记录到海山或海丘群（图 4a，e）。其地质意义是很值得探讨的。

因此在解释南海的磁异常时，除了研究磁条带以探讨海盆形成历史外，还应充分利用磁异常包含的丰富信息，推断洋壳磁结构，进而与地质、重力、地震、热流等信息综合分析，查明南海地壳的地质结构与演化。运用磁异常研究地壳磁结构，既要适当采用已有的地磁异常解释方法，还要开发有效的专门的海磁解释技术。

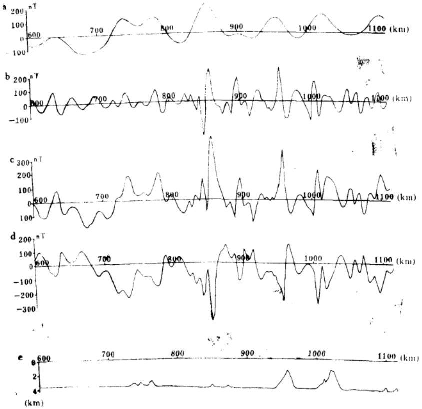


图4 广州-巴拉望区域剖面（洋壳段）磁异常处理结果

(a) $Z_\perp$ 低通异常；(b) $Z_\perp$ 高通异常；(c) 化极 $Z_\perp$ 曲线；(d) ΔT 曲线；(e) 水深曲线

二、方法技术

(一) 化极处理

对南海磁异常进行化极处理的目的是简化异常，使异常和它的源有良好的对应关系。化极后正向磁化体对应正主极值，反向磁化体对应负主极值，比较符合生活在北半球的人们的习惯。

化极异常与 ΔT 异常相比，不仅极性改变了，而且主极值点向南移动靠近磁性体中央。对宽缓的深源异常，这种位移可达 20km。化极改善了异常与异常源的对应关系，有利于正确认识异常性质。

化极处理中有三个技术问题要加以说明：

(1) 反向磁化体的异常可以看作是磁化方向正常，但磁化强度为负值的磁性体引起的异常。证明如下：

记磁性介质分布的空间为 Ω，则 Ω 外一点 P 处磁位 $U(P)$ 为（成都地质学院 等，

1980)

$$U(P) = -\int_{\Omega} \boldsymbol{J} \cdot \nabla_P \left(\frac{1}{r}\right) dV$$

式中，J 为积分体元 dV 处磁化强度向量，r 为 dV 到 P 点的距离。

当 Ω 内 J 方向保持不变时，记该方向单位向量为 $\boldsymbol{j}$，则

$$U(P) = -\boldsymbol{j}\int_{\Omega} J \nabla_P \left(\frac{1}{r}\right) dV$$

记 $\boldsymbol{j}$ 的相反方向单位向量为 $\boldsymbol{j}_1$，则

$$\boldsymbol{j}_1 \cdot \int_{\Omega} J \nabla_P \left(\frac{1}{r}\right) dV = -\boldsymbol{j} \cdot \int_{\Omega} J \nabla_P \left(\frac{1}{r}\right) dV$$

亦即

$$-\boldsymbol{j}_1 \cdot \int_{\Omega} (-J)\ \nabla_P \left(\frac{1}{r}\right) dV = U(P)$$

(2) 赤道附近二度体磁异常化极处理是可行的。低纬度处三度体异常化极处理中遇到的困难是由于运算中出现近似$\frac{0}{0}$不定式的情形，计算误差很大。对于二度异常，化极滤波因子为 $e^{i(\theta-\frac{\pi}{2})}$，$\theta$ 为原有效磁倾角（吴宣志等，1987）。该因子对任意 θ 值都是稳定的。因此化极处理对二度体异常是可行的。

(3) 剖面跨越纬度10余度，常规化极处理中用平均纬度代替各点真实纬度的做法会带来很大误差（图 5）。应做变纬度化极计算。

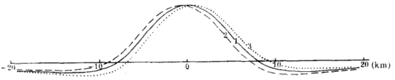


图 5　磁倾角不正确造成化极误差

1. 正确结果；2. 磁倾角偏小5°的情形；3. 磁倾角偏大5°的情形。磁性体为水平长方柱，宽 10km，磁倾角 15°，顶深 6km

（二）关于高低通滤波

高低通滤波方法在本剖面使用的有效性是基于上面叙述的层 2A 磁异常特征。正反磁化带交替的似周期决定了异常谱的主波数约为 0.12km^{-1}，最低波数为 0.05km^{-1}。而深源异常主波数为 0.03km^{-1} 以下。因此，取 0.03—0.06km^{-1} 为转换频率，高通滤波结果即基本反映了层 2A，剩余部分（低通部分）即深源异常。实际处理是对化极后的异常进行的，因此获得化极后的浅、深源异常（图 4a，b）。

（三）反 演 方 法

由磁异常用人机交互方法可以反演地壳的磁结构。为此应用了人机交互图形编辑重

磁剖面反演系统—— IGGM 系统。有关 IGGM 系统的情形可参阅系统说明，这里不再赘述。

为了加快磁异常反演，根据层 2 A 异常特点，设计了一个层 2 顶面磁化强度自动反演程序。在层 2 顶面深度已知的前提下，用顶面位于该深度，厚度为 500m 的水平延伸无限的均质长方柱体组合来模拟层 2 A 磁性层。

为进一步简化问题，首先将 ΔT 异常化极并高通滤波，因此在反演中磁性体均为垂直向下磁化。反常磁化体磁化强度方向相同，但强度值为负。

自动反演包括三个约束迭代过程：1）反演柱体中心位置及磁矩初值。异常拟合精度达到要求或迭代次数高于 6 次则终止迭代。2）柱体中心位置，磁矩约束迭代反演。3）柱体水平宽度及磁矩反演。

2），3）两个迭代过程终止条件为所有柱体水平位置（或水平宽度）的修正量均小于 1/4 点距或迭代次数超过 20 次。

据现代海底地磁学研究成果，提出以下约束条件；1）柱体组合覆盖整个层 2 A；2）柱体彼此没有重叠；3）不同柱体磁化强度基本上相近，处在合理的范围内。

由于加了合理的约束并采用松弛法求解，保证了收敛和结果的合理性。图 6 是自动反演的一个例子。异常拟合误差在 ± 10nT 以内。

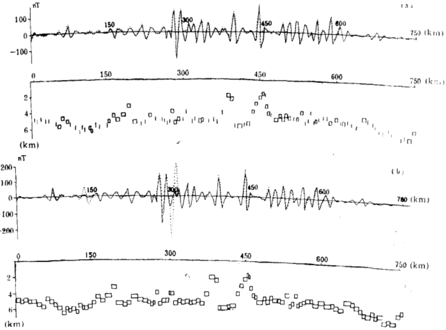


图 6　层 2顶面磁化强度反演示例

(a) 未加约束条件 1)时的解；(b) 全部约束条件满足的解。异常曲线：实线为实测异常，点线为理论异常

（四）统计与功率谱计算

为统计表征异常的分区特征，设计了统计程序。用滑动窗口计算了平均异常强度和方差。考虑到磁化方向交替改变，用代数和求异常强度均值是没有意义的。根据化极异常的主极值特性，异常强度用异常绝对值平均值变量。

统计特征曲线明显地将广州-巴拉望剖面分成北部陆壳、中部洋壳和南部陆壳三大部分。中部洋壳又可细分为北段、中段、南段。中段异常强度明显高于两侧。图7是剖面的一部分。

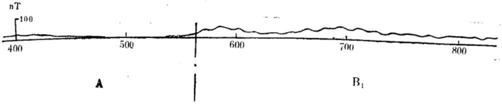


图7 广州—巴拉望剖面(部分)

A．北部陆缘地壳；B_1．洋壳北段；

分段计算了分区功率谱。南北两个陆壳异常功率谱明显区别于洋壳异常功率谱。

（五）重磁对应分析（ICA分析）的应用

ICA分析在重磁异常定性解释和区域构造研究中十分有用。但在海洋磁异常解释中，

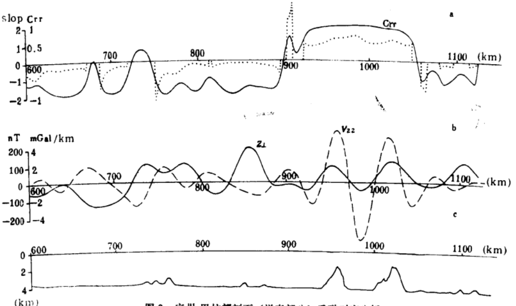
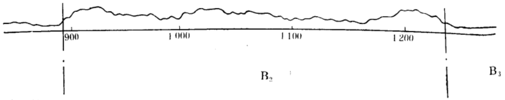


图8 广州-巴拉望剖面（洋壳部分）重磁对应分析

(a) 相关系数 Crr 与泊松比的倒数 Slop；(b) $Z_\perp$ 与 Vzz 曲线；(c) 水深曲线

地磁场频繁反转造成层 2 A 磁化方向交替改变，而其密度并没有相应的改变。相反，根据文献资料，大洋玄武岩层的密度是较均一的，不引起局部重力异常。为此在做重磁对应分析之前先将 ΔT 异常化极低通滤波，消去层 2 A 影响，对重力异常垂向一次导数亦取同样参数作低通滤波。所获重磁异常再做重磁对应分析。ICA 计算中文略去局部重力（或磁力）异常微弱的地段，所获结果见图 8。从图中可以看到相关系数和泊松比的分布还是有规律的。



平均磁异常强度曲线
B_2. 洋壳中段；B_3. 洋壳南段

三、广州-巴拉望剖面磁异常处理流程

以研究剖面地壳磁结构为目的，采用图 9 的处理流程。结果见图 4，7，8。

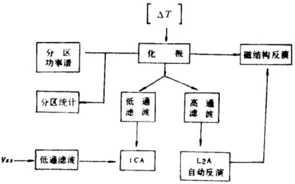


图 9 磁异常处理流程

四、海洋重磁剖面解释系统(MGS-1d)

以上处理解释工作是由称为 MGS-1d 的海洋重磁剖面解释系统完成的。该系统的设计目标是：1）可在低--中一高档微机上运行；2）面向地质地球物理学家，可为他们直接掌握；3）功能齐全且具海洋特色；4）显示输出丰富多样。

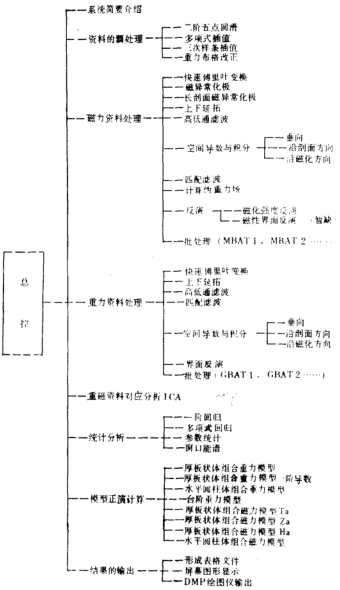


图 10 MGS-1d 系统结构

MGS-1d 系统已实现上述设计思想。它的主要性能为：

(1) 总容量 1.4 兆字节的实用系统分解为 30 余个模块，储存于磁盘。由总控模块对外存模块直接管理调用，从而使系统可在基本配置的 IBM PC/XT/AT 机上运行。

(2) 用户界面友好，国际流行的彩色分层菜单选择操作方式简便易学，有必要的操作提示，不熟悉计算机的人经数小时培训后就可使用。

(3) 已装入资料预处理、位场变换、正反演、统计分析与谱分析、对应分析及输出

等齐全的功能，还有变纬度化极、层2顶面磁化强度反演等海洋专用模块，可满足海陆剖面解释需要。

（4）处理解释结果可以用表格形式打印输出，或以图形方式从绘图仪上输出。还有更为便捷的屏幕图形显示及其硬拷贝可用作中间结果的监控。

图10是MGS-1d系统的结构图。

东 海 重 力 场 特 征

东海位于中国浙江、福建以东海区，北与黄海相连，向南通过台湾海峡与南海相连。自西往东，依次分布着大陆架、陆坡、海槽、岛弧及琉球海沟等地貌单元。

东海重力异常大部分为正值，仅在局部小范围内出现负值。自西向东，重力异常逐级上升，大致出现三个台阶：1)在陆架区的东海陆架盆地内，重力异常低缓，局部异常走向复杂，平均值约 12mGal，布格与空间重力异常呈同步变化，两者相差不大；2)陆

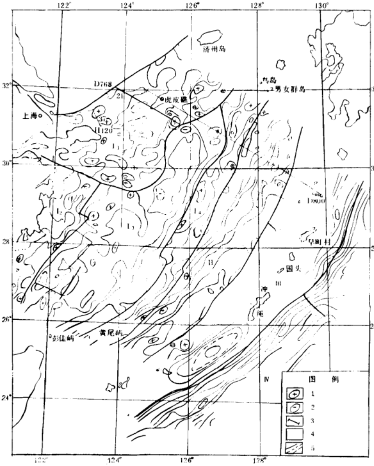


图 1　东海布格重力异常场分区图

1．重力异常相对高；2．重力异常相对低；3．重力计算剖面；4．重磁场分区界线及代号；5．实测、推测及零毫伽重力等值线

架边缘，布格重力异常明显抬升至平均值约 50mGal，空间异常与布格异常两者的差距变大，但异常升降呈正相关；3）琉球海沟，布格异常跃升达 260mGal，出现一本区最为瞩目的布格异常梯级带，空间异常则随海底地形变化而变化，与布格异常的升降大致呈反向变化。图 1 给出了东海布格重力异常示意图。图 2 给出了由西向东穿过不同构造单元的剖面，剖面的位置示于图 1 上，沿剖面给出了空间异常的变化曲线。由图 2 可见，从浙闽隆起区至钓鱼岛隆褶带的东海陆架盆地内，对应着场值低缓的重力异常分布，在钓鱼岛隆褶带上，重力异常上升达 40 多毫伽，构成东海重力场向东抬升的第一台阶。钓鱼岛隆褶带以东，北部是陆架前缘拗陷，龙王隆起和吐噶喇拗陷；南部是冲绳海槽盆地和琉球岛弧区，它们对应平均值大约为 70mGal 的分布，构成东海重力异常向东抬升的第二个台阶。继续向东，超出了剖面范围，但从图 1 中可以看出，琉球海沟的以东地区对应着 240mGal 以上的重力布格异常，这是东海重力异常向东抬升的第三个台阶。

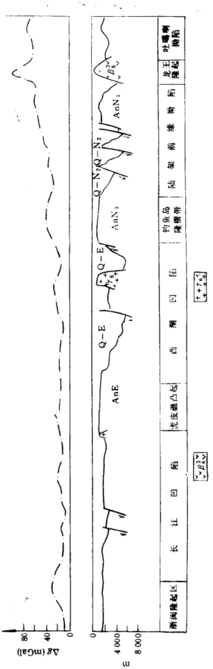


图 2　D768-D800 剖面

1. 喜马拉雅晚期中基性火山岩；2. 喜马拉雅期花岗岩

由上述，东海重力场可分为特征不同的四个区域（图 1），即东海陆架区（I）、冲绳海槽区（II）、琉球岛弧区（III）和琉球海沟区（IV），而东海陆架区又分为四个场区 I_1，I_2，I_3 和 I_4。各区重力场特征列简表如表1。

东海重力场的宏观特征反映了由东海陆架区至琉球海沟区地壳结构特征的变化。陆架区的重力场均值约 20mGal，比邻近陆区的场值高 10 余毫伽以上，它反映了海区的莫霍面比陆区有了较多的抬升。据计算，东海陆架区莫霍面深度约 27—30km 之间，属减薄了的大陆型地壳结构。根据浙闽沿海地震测深结果，这里的地壳结构可分为三个速度层，从上向下，第一层是沉积盖层，厚约 10km，速度 5.8—5.9km/s；第二层为基底层，

表 1　东海重力场特征分区表

场区名称		重力场简要特征	构造单元名称
东海陆架区(I)	海礁—虎皮礁场区(I_1)	Δg_F和Δg_B一般 17mGal，凹陷区接近零或低于零，局部异常高低相嵌，主要方向近东西	海礁、虎皮礁凸起、长江凹陷、闽浙隆起区
	浙闽近海区(I_2)	为西低东高的过渡场区，局部异常比较发育，异常方向北北东，Δg_F 和 Δg_B 很接近，起伏同步	闽浙隆起区
	中部陆架场区(I_3)	场值低缓，局部负异常，异常等值线方向主要为北北东，但中部异常方向主要为北西西，Δg_F 约13mGal	台北拗陷，西湖凹陷
	陆架边缘区(I_4)	Δg_F，场值约 40mGal，局部异常发育，场区西界为一梯级带，东界的北段和南段有梯级带，中段不明显，方向北北东	钓鱼岛隆褶带
冲绳海槽区(II)		Δg_F 和 Δg_B 场值差异明显，北段场值 Δg_F10—30mGal，南段40—60mGal，而布格异常北段30—50mGal，南段 60—100mGal，方向北北东	冲绳海槽盆地
琉球岛弧区(III)		Δg_B40—90mGal，主体方向北东东—北北东，但岛尻拗陷为－－100mGal的 Δg_F 负异常区	琉球隆褶区
琉球海沟区(IV)		海沟区 Δg_F 为负异常，场值－100mGal，Δg_B为一梯级带，场值由 120至 240mGal，梯度值约 2mGal/km	琉球海沟

厚约 15km，层速度 6.0—6.3km/s；第三层为下地壳层，厚约 8—12km，速度 6.8—7.6km/s；第三层之下界为莫霍面。通过钓鱼岛隆褶带经冲绳海槽、琉球海岭至九州-帛琉海岭的地壳地震剖面揭示，九州-帛琉海岭一带，地壳厚度减薄为 6.5km 左右（不计水层），从海面算起的莫霍面深度约 13km 左右，这里的地壳结构也有三层，第一层速度 2.0—4.7km/s，第二层的速度 5.5—6.0km/s，第三层为 6.7—7.0km/s。不难看出：1）莫霍面由西向东是逐级抬升的，这是引起东海重力场向东逐级升高的重要因素；2）地壳结构虽然都是三层，但速度层的含意有大的差别。沿海一带 6.0—6.3km/s 的这一速度层，根据灵峰一井的速度资料，相当于变质基底层，但该速度层在九州-帛琉海岭一带是缺失的；3）由西向东，地壳减薄，但减薄的不是第三层，而是第一层和第二层。如果我们将九州-帛琉的地壳看成是大洋型地壳，那末，介于东海陆架区和琉球海沟之间冲绳海槽和琉球隆起区便是由大陆型地壳向大洋型地壳的过渡区，它在一些地方地壳较厚，有些地方又较薄，兼有大陆型和大洋型地壳的特点。

根据卫星及地面重力资料（荻原幸男，1976；Bown *et al*.，1985），琉球隆起区对应着较高的重力异常，因此，琉球岛弧一带的重力异常场源向下可能有较大的延伸，密度较高的物质可能还分布在上地幔内。

琉球海沟所对应的负的空间异常，除了浅部物质亏损的影响外，还有壳内以至上地幔物质密度的降低有关。第 174 页图 13 是横穿东海的一条北西-南东方向的横波速度结构剖面图，对应剖面上 119 号点的下方是海沟，而海沟的下方是数值为 4.2km/s的横波等值线的抬升，可见对应海沟地段的深部是低速物质的局部隆起，成为引起海沟负异常的深部场源。

还应该指出，从重力场的宏观特征看，东海陆架盆地对应着低缓的重力异常区，以 10mGal 为等值线所圈出的 I_3 场区基本上与东海陆架盆地内的台北拗陷和西湖凹陷符合，在这范围内，重力异常一般都低于 10mGal，有几处是低于零的重力低圈闭，它们都已经过地震反射波法的调查和钻探的检验，证明都是由局部的深凹所引起，例如图 1 中

场区 I_1 内的三个重力低，它们表示出长江凹陷中的三处深凹，场区 I_3 中西南角的重力低指示了瓯江凹陷的一处深凹等。东海陆架盆地所显示的重力低是由于基岩断陷并在其上充填了密度较低的新生代以来的沉积层从而降低了重力效应所致。但是，场区 I_3 的南部，这里是基隆凹陷的所在，但重力异常却没有表现出低异常圈闭，是由于基隆凹陷东南侧深部密度层抬升较高且向北西倾伏的角度也较大的原故（见第174页图13），据附近的声呐浮标站的结果，速度为7.24km/s的下地壳层的深度只有12.8km。而密度界面的向北西倾斜又会形成向南东急剧抬升的重力场背景，从而掩盖了由基隆凹陷引起的重力低。

前人对东海重力异常的地质解释已经做了许多工作（Xu *et al.*, 1983；王和明 等，1986），下面着重就东海陆架区一些起控制作用的，走向为北北东和北西西的断裂，基底性质及其构造演化作一些论述。

一、断裂构造

（一）北北东向断裂

1. 虎皮礁-海礁东断裂、钱塘西断裂和瓯西断裂

自北向南分别为西湖凹陷、钱塘凹陷和瓯江凹陷的西部边界断裂。磁性基底西浅东深，两侧深度差达3—7km，其中西湖凹陷处落差最大。重力异常表现为梯级带或局部重力高异常呈北北东向线性排列，两侧重力场特征不同，西侧局部异常发育，东南侧重力异常相对平缓，因而该三条断裂与 I_3 场区和 I_2，I_1 场区的分界线基本符合，瓯西断裂南段一系列重力高和伴随出现的磁力异常高，可能反映了基性岩浆的侵入并解释该断裂的产状为南东向倾，角度70°[1]。瓯西断裂向北东延伸，经舟山-平湖断裂或渔山-久米断裂转换后，与钱塘西断裂与虎皮礁-海礁东断裂相连，构成南起海南岛北部，向北经粤、闽沿海，过台湾海峡两侧，经东海到西南日本飞驒这一条规模巨大的碰撞造山结合带的一部分。该结合带的西南段和北东段在本书另文中有较详尽的论述。在东海海域内，具体表现为瓯西断裂、钱塘西断裂和虎皮礁-海礁东断裂对两侧盖层和基底的分隔作用：1）作者通过D192，D576，D688等剖面的正反演解释，说明具有密度为 $2.62g/cm^3$ 的密度层，大致以该断裂为界，断裂西侧发育有该密度层，断裂以东缺失此层（图3）[2]。2）这一结论也为声呐浮标的测量结果所证实。位于D576剖面附近但分别位于断裂西侧的180V28和东侧的179V28两个测站的结果说明，前者揭示了四个速度层，自上而下为1.95，2.45，4.75和5.7km/s，后者为5个速度层为1.95，3.15，3.80，4.4和6.9km/s，即后者缺失了速度为5.7km/s的地层[3]。3）基底构造特征差异明显。断裂东侧基底构造方

1）王家林等，1989，东海陆架盆地断裂带的地球物理场分析及其对西湖凹陷及瓯江凹陷形成发展的控制作用，同济大学海洋地质系。

2）焦荣昌等，1989，东海陆架盆地西湖凹陷和瓯江凹陷地质结构的剖面研究报告，地质矿产部第一海洋地质调查大队。

3）地质矿产部海洋地质调查局科技情报室，1986，东中国海的声呐浮标折射测量，东海地质译文汇编（一）。

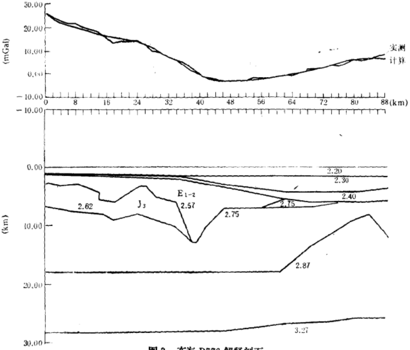


图 3　东海 D576 解释剖面

向北北东，断裂西侧的构造方向比较复杂，根据海礁凸起和长江凹陷一带的重力场显示，基底构造主要为北东东-北西西方向。

2. 西湖-基隆断裂和男女群岛东-赤尾屿断裂

西湖-基隆断裂是东海陆架盆地的东侧边界断裂，重力异常和磁力异常都表现为一由西向东场值升高的梯级带。男女群岛东-赤尾屿断裂与陆坡的位置接近，断裂北段，空间异常和磁力异常 ΔT 呈由西向东场值降低的梯级带；断裂南段，空间异常和布格异常表现为向东升高的梯级带，而ΔT 异常则为高背景上叠加一系列沿北东方向排列的正负局部异常。这两条断裂所夹持的隆起区，即为钓鱼岛隆褶带，它在晚白垩世和早第三纪早期就在许多地区出露海面，在中新世晚期至上新世下沉于海面之下，而在晚上新世一更新世，隆褶带的北面和南面都出现了安山英安岩和玄武岩火山活动，这在磁异常变化中反映明显。声呐浮标的测量结果发现，隆起带的基岩地震波一般不超过 6.0km/s，因而钓鱼岛隆褶带的上部由类似于台湾和西南日本基底的古生代变质岩所组成的可能性很大。重磁场的向上延拓资料表明，对应隆褶带的重力异常高和磁力异常高都具有较深的背景。重磁场在多处受到扭曲，显示出隆褶带由南向北的分段性和北西向断裂的存在。由上述并注意到重磁场向北东和南西方向的延续性，推测钓鱼岛隆褶带是玉里-三波川带的一部分，是太平洋西北边缘的一个不同地块的对接带[1]。

1）许薇龄、黄兆熊、乐俊英，1989，中国岩石圈结构构造的地质地球物理综合研究——东海地壳断面。

（二）北西西向断裂

1．舟山-国头断裂，鱼山-久米断裂

前者为舟山岛到琉球群岛的冲永良部岛北端的国头连线一带的断裂，后者为鱼山列岛到久米岛连线一带的断裂，两者所夹持的地带为舟山-国头断裂带，宽约100km，带内的北西西向局部重力异常明显有别于北部西湖凹陷和南部台北拗陷的北北东向局部异常。带内岩浆岩和火山岩活动频繁，该带也明显分隔东海的地质构造为南北两大部分。

2．洞头-宫古断裂，七星岛-黄尾屿断裂

洞头-宫古断裂横截瓯江凹陷，雁荡构造带直到钓鱼岛隆褶带，沿断裂带北东向的重力异常等值线受到严重扭曲，基底构造方向也发生明显转向变化，地震调查揭示，基岩北升南降。七星岛-黄尾屿断裂的南北两侧，重力异常背景值明显不同，基岩北深南浅，局部异常端点呈北西西向线性排列，断裂的位置与地震方法圈定的基底深度陡变带一致，构成台北拗陷的南部边界。

二、基底性质

一般对于较大的构造单元划分多以基底性质为主要依据，不同基底性质的块体往往在重磁场特征上表现出一定差异。

东海的基底与周边的基底性质密切相关。为此，首先需要论述一个问题，即中国大陆的江绍断裂在杭州湾入海后的去向如何？我们以为，该断裂延伸至鸡骨礁后，以北东方向，通过（124°E，33°30′N）一带，然后向大黑山群岛延伸，与朝鲜半岛的岭南地块的北界相接。这是因为：1）这是重力异常由西部低缓的重力区向东部重力高异常区抬升的梯变带；2）这是磁异常ΔT峰值高而密集、跳动性大，显示火山岩类，侵入岩类岩性组合特征的磁异常带；3）这是不同基底构造特征分区的界线，该线以西的南黄海海域基底构造方向北东东为主，以东的虎皮礁—海礁凸起的基底构造线北西西为主。

据沪、浙一带的磁场资料对比，华南块体的基岩出露区一般表现为较明显的磁力高异常，这与扬子块体上基底出露地区多以低或负的磁异常表征形成鲜明的对照。在东海的大衢山岛发现有17亿年的混合片麻岩[1)]，该岛对应的是高磁异常，与诸暨一带的前震旦纪老地层对应磁力异常高，似属同一种基底的反映。可见，华南块体的基底通过杭州湾口向海区延伸。长江口外的鸡骨礁也反映了这样的磁力高异常，西湖凹陷北部的JDZ-V-1井所揭示的基底也具有类似的物理性质。因此，上述长江口外至大黑山群岛的界线西北侧属于扬子块体的基底，东南侧地区包括海礁凸起、长江凹陷、西湖凹陷北端西侧一带属于华南块体的基底。

东海陆架中的I_3场区（见图1），即东海陆架盆地中的西湖凹陷和台北拗陷内，可能属于类似于南海块体的冈瓦纳大陆性质的基底，这是因为海南岛南部的冈瓦纳性质已经

1）朱平，1989，东海北部基底构造研究，1989年东海地质研究工作会议论文集(一)。

比较清楚，而场区 I_3 的地壳速度结构与南海块体的结构非常相似。东海陆架盆地台北拗陷中的灵峰一井发现了古老的变质岩，南海块体内的西永一井也发现了古老的变质岩。海南岛所发现的古生代地层，目前在东海 I_3 场区尚未经钻探证实，但在声呐浮标和地震反射剖面中在波速为 4.25km/s 的速度层之下发现有 5.7km/s 的速度层，其地质属性虽未定，但这只是工作程度的问题。

舟山-国头和鱼山-久米断裂所夹持的近 100km 的断裂带内，后期构造活动比较频繁，火山岩、岩浆侵入岩都比较发育，可能是兼有北面和南面的混杂基底。

西湖凹陷的基底最早可能是冈瓦纳性质的，新生代以来受到了强烈的地幔上涌以及随之而来的对基底壳层的改造作用，其原来的基底可能早已面目全非了。

钓鱼岛隆褶带以东的声呐浮标测量表明，它与陆区地壳相比，除地壳大大地减薄外，地壳结构中也缺失了 6.0—6.3km/s 的这一速度层。琉球岛弧的地质调查表明，中北琉球为晚古生代轻微变质或无变质的基底，而南琉球的基底为中生代变质岩类，因而，钓鱼岛隆褶带以东区域可能是古生代一中生代的基底。东海基底分布可表示为图上(见图 4)。

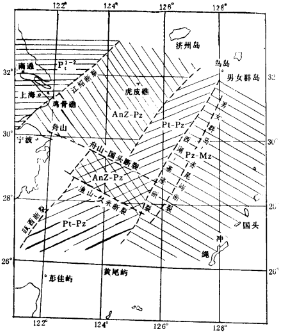


图 4　东海大陆架基底分布图

三、构造演化

东海陆架盆地的复杂地质构造决定了重力异常特征的多样性。晚白垩世时，印度板块与欧亚板块碰撞，导致欧亚大陆边缘向东蠕散，大陆架区地壳减薄。实测应力场方向和由计算得到的地幔流应力场均指向北西-南东。说明欧亚板块的向东蠕散趋势和太平洋

板块的向西挤压作用依然存在。洋陆拼接处的横向压力差，也是促使地壳减薄的重要机制之一。中生代晚期，地壳减薄作用和断裂活动在东海形成一系列断陷盆地，包括瓯江凹陷、长江凹陷、西湖凹陷西南部的"隐伏"断陷等。在古一始新世时期，东海陆架盆地深部受到地幔热和较轻物质的上涌入侵活动影响，地幔物质的向上侵位和随之而来的侵位物质的冷却、体积缩小，地壳上部已被减薄的部分再次发生裂谷式的断陷，并伴随大量火山岩的喷发，覆盖在当时地势较为低洼的地带。西湖凹陷中部一带所发现的密度高、磁性高的底部物质就是这一时期上涌入侵的偏基性的岩浆岩上隆的产物，台北拗陷也有类似的反映。

东海由于在相当长的时期内先是持续地受一组近南北向剪切拉张应力，后来又受到一组北西西—南东东方向的挤压应力，形成了一系列北北东向的正负相间的构造单元，如西湖凹陷内一系列局部构造及逆断层。瓯江凹陷内具有北北东向的雁形排列构造，则主要是由于左旋剪切应力的作用结果，龙井运动以后，东海陆架盆地剧烈的构造运动基本结束，转化为区域性的整体沉降阶段。

冲绳海槽是中新世末期以来地壳活动的结果。拉张断裂作用和断块旋转使原地壳拉开，产生断陷，形成冲绳海槽，在一些薄弱部位及断层裂隙发生了一系列火山岩的喷溢和岩浆岩入侵，成带分布，这一活动一直进行到上新世，并且由北往南在继续延续。

东海外侧的海沟呈弧形分布，是本区的地壳最新构造运动的明显标志。弧形的线性异常带南面以台湾北端为端点，北面以日本九州岛西端为端点。在端点处，异常方向出现明显的变化，端点之间的琉球岛弧呈弧形分布的状态可以用板块运动的锋线受阻程度不同来解释。

东海陆架区磁场特征

东海陆架区位于中国浙闽两省及上海市以东、钓鱼岛至五岛列岛连线的 200m 水深线以西，是中国大陆边缘的陆缘浅海之一。

一、磁 场 特 征

如图 1 所示，东海陆架区的磁场以低缓磁异常为背景，叠加了一系列类型众多、走向各异的次级异常。其形态主要为线性条带状和正负镶嵌的块状，而以北北东与北东向的带状异常尤为明显。

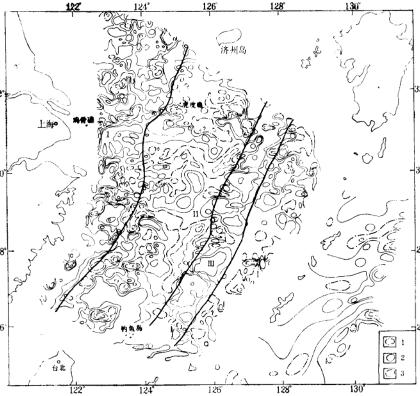


图 1　东海磁力异常平面图

1．零磁力线；2．正磁力线；3．负磁力线

（一）近陆海区剧变磁异常区（Ⅰ区）

本区为一条狭长的北东—北北东向条带状剧烈变化磁异常区。北宽南窄，异常幅值变化大，梯度大[1)]。上海东北海域是一片变化磁场，在鸡骨礁北呈现一条北东向正异常带。本区最小异常为 - 150nT，最大异常可达 350nT。上延 10km 后，为一正异常区（图 2）。从上海及其邻域异常来看，海陆磁异常在其强度、走向上可以追踪对比，这一现象反映了上海东北海域的磁异常是邻近陆区磁异常的延续。在杭州湾外的海礁附近磁场的方向不定的低缓正异常，而在海礁以南，是一条基本上与浙闽海岸线平行展布的浙闽隆起剧变正磁异常带，梯度大，幅值高，峰值高达 700 多纳特斯拉，局部异常发育，但在上延 30 km 后，浙闽隆起剧变的局部磁异常基本消失，反映了这部分局部磁异常可能为浅部的火山岩所引起。

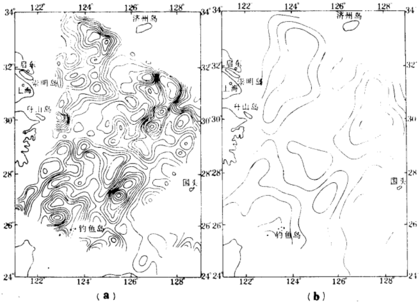


图 2　东海陆架区磁异常上延平面图

a. 上延 10km；b. 上延 30km

（二）陆架盆地磁异常区（Ⅱ区）

该区磁场主要为有一定规模的宽缓磁异常，总体走向北东—北北东。在虎皮礁附近及其北面是磁场平静区，其东面是正负镶嵌的块状异常，而虎皮礁南面有一条北北西向的低值正磁异常带，此带与舟山、国头一线之间，是一片呈弧形撒开的中等强度磁异常，

1）王和明、焦荣昌等，1984，东海重力磁力调查报告。

在东面有两大块北北东转为北北西的 100nT 左右正磁异常。陆架盆地南部，磁场变化较大，西侧为低缓的北东向负异常，东侧是北北东向条带状负异常，中间则是在负背景场上分布的一条南北正负相间与环状镶嵌的北北东向变化磁异常带，最大异常为 200nT，最小异常 - 100nT。

（三）钓鱼岛变化正磁异常带（III 区）

在陆架区东缘，南起钓鱼岛，往东北到五岛列岛，基本上以 200m 水深线为其东界，东西宽约 60km，正好处于陆架区边缘，是一条明显的北东—北北东向变化的正磁异常带。在 28°30′N、126°30′E 附近，异常发生扭曲，南北磁场也有所不同。南端，磁场较宽缓，呈北东走向，到北端，磁场变化加剧，高者达 300nT，呈北北东向串珠状展布。

二、磁性基底的构造格局

上延不同高度以后，东海陆架区内区域磁异常的形态、轴向及拐点位置基本不变，既反映了本区磁场分布的基本特征，又表现其地质结构的格局。

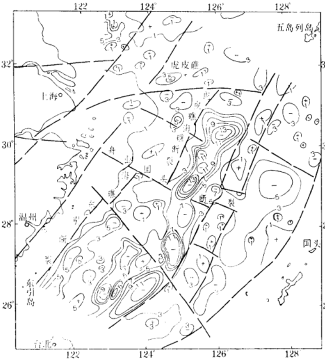


图 3　东海陆架区磁性基岩埋深图（km）

（一）“东西分带”的磁场特征是磁性基岩隆—坳—隆的反映

呈北东—北北东向展布的三条磁异常带，自西往东，在总体上为剧变异常—较平静异常—升高正异常，它与磁性基岩的隆—坳—隆相对应（图 3），客观地反映了磁异常与磁性基底的关系。侏罗纪后，太平洋板块不断扩张并向北北西方向推移，与欧亚大陆作近南北向的相对左旋运动，东海陆架区则受到一组北西西-南东东向的压应力，强烈的断裂构造和岩浆活动，形成了一系列北东—北北东向正负相间的构造单元，中新生代沉积的分布，也基本上具有这种特征。

（二）“南北分块”的磁场特征是地壳结构不同的反映

上延不同高度以后，北西西向的舟山-国头断裂带仍然引人注目（图 2），推测是深部不同块体的分界线。应当指出，整个断裂带并非同一时期发育而成，它在不同时期、不同地段的活动方式也有所不同。西端，它阻挡了浙闽隆起剧变的磁异常向东北的延伸；中段，它将陆架盆地分成两个物理场特征、构造形态、基底结构、沉积性质等完全不同的浙东拗陷和台北拗陷；东端，它明显地错动了钓鱼岛变化磁异常带。许多迹象表明，该断裂带自形成后，后期沿着前期的断裂方向延展，并有自西向东逐渐变新的趋势。从图 1，2 上，不难看出，除舟山-国头断裂带外，北西、北西西及近东西向的磁异常在陆架区忽隐忽现，且常与北东、北北东向磁异常交叉、叠加在一起，反映出南北块体虽受中新生代“东西分带”的改造，但“南北分块”仍不时表现出来。

三、磁性基底的性质

东海陆架区是欧亚大陆的边缘海，其磁场海陆延续。宏观上，区域性的构造运动造成的物理场特征，具有一定的连贯性和相似性。我们依据磁场特征，结合区域性的构造运动及周边地质，将东海陆架区划分为三种不同的磁性基底，兹分述如下：

（1）上海东北海域为扬子块体向海区的延伸，基底为元古宙变质岩。江 - 绍断裂在陆地上呈现为剧烈变化磁异常带，穿越杭州湾后，经长江口的鸡骨礁沿北东方向延伸，其西北侧为近东西向的块状规则正异常，属扬子块体的一部分，东南侧为正负变化的不规则杂乱异常，是华南褶皱系向海区的延伸，两侧异常明显差异。早元古代末期的吕梁运动，对扬子块体是一次影响广泛的构造运动，使其元古宙或时代更老的地层发生褶皱、变质。鉴于上海地区已钻遇了元古宙地层，且海陆磁场延续，故推断上海东北海域的磁性基底应为元古宙变质基底。侏罗系中酸性火山岩及火山碎屑岩系在本区分布也较广泛。

（2）江-绍断裂及其延伸带以东，虎皮礁-海礁断裂与海礁-东引断裂以西，属华南褶皱系的早古生代变质基底。

如前所述，浙闽隆起剧变磁异常带受北西西-南东东方向断裂带的影响，发生错动，到海礁附近强度减弱并呈弧形撒开，过虎皮礁南面的北西西向正磁异常带后，在东北部又出现一片方向有异的中等强度异常。浙闽沿海在上延消除浅部火山岩造成的局部磁异

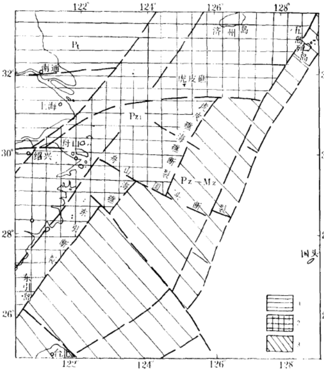


图4　东海陆架区基底分布略图

1．元古宇；2．下古生界；3．古生界至中生界

常后，磁场趋于平缓。本区属华南褶皱系的早古生代变质岩。磁性基岩埋深一般1—2km，局部地区为3km左右。

(3) 虎皮礁-海礁断裂与海礁-东引断裂以东及钓鱼岛隆皱带主要为古一中生代变质基底，局部地区有元古宙的古隆起。

中生代以来，冈瓦纳大陆不断解体，形成碎块向北漂移，拼贴到欧亚大陆边缘，并导致与浙闽大陆碰撞，海礁-东引断裂以及沿断裂带上升到浅部位的岩浆岩，就是地体间相互碰撞拼贴作用留下的痕迹。燕山期强烈的深部岩浆构造活动，使已经形成的褶皱基底遭到破坏，沿俯冲带除产生熔融的岩浆岩外，还由于地体间的不断挤压、拉张，产生了一系列断裂褶皱，使基底起伏不平。本区主要为来自冈瓦纳的古一中生代变质基底，但也存在一些元古宙的古隆起，如灵峰一井钻遇了中元古界片麻岩，但在相距不远的石门潭一井和温州6-1-1井，都未发现此类岩层。目前，由于海上钻井资料甚少，又缺少其它例证，我们认为可能是在高部位上的局部古隆起。磁场面貌和磁性体埋深与西湖凹陷、瓯江凹陷等主体及火成岩的位置对应较好。大量地震资料证实，上白垩统和新生界厚度达万米以上，有的地方覆盖有中生代沉积或火山岩碎屑岩的沉积，有些地方则是在古生代变质基底上直接与新生代的沉积层接触，上面提及的本区中部两大块北北东转为北北西向的正磁异常，是下地壳相对隆起的反映，因为磁源重力异常也表现为高异常。所

以，场源的物理性质不仅具有较高的磁性，而且还具有较高的密度，具有这种物性的场源体可能属于偏基性的玄武质壳层的隆起部分。还应该指出，下地壳的隆起可能与上地幔在该处隆起有关。由地震资料证实，这里也是新生代凹陷最深的地方。区域性断裂控制了断陷盆地，而断陷盆地又控制了沉积作用的性质。钓鱼岛隆褶带是一条分隔东海陆架盆地与冲绳海槽的隆起带，据海岛调查，岛上有大量的上第三系上新统中基性安山岩、玄武岩分布，磁源埋深在 0.5—2.5km，推测是一条新生代岩浆岩构造带。

综合以上论述，我们可以得到：

(1) 东海陆架区明显的“东西分带”磁场特征，反映了磁性基底的构造格局和岩浆活动的情况。南北磁场的差异，保留了不同时代、不同地体相互碰撞、挤压、拉张后的痕迹，显示了磁性基底断裂的存在。

(2) 东海陆架区现今的构造格局，是欧亚、印度和太平洋三大板块相互作用的结果。规模大、切割深的舟山-国头断裂带，在本区“南北分块”的格局中起了控制作用。而不同隆起和拗陷的各自区块，其构造各有其特色，存在很大差异。

(3) 东海陆架区磁异常的强弱、走向以及梯度变化与磁性基底有关。磁性基岩埋深，东西两翼浅，中间深，在陆架盆地一般有 7—9km，深的地方可达 10 多公里。磁性基底自西北向东南，由老变新，反映了大陆向海洋不断增长的方向。

东海地震勘探

东海是一个在世界上令人瞩目的地区，早在 40 年代就已经开始了该海域的地球物理调查。美国海军海洋局“亨特”号于 1968 年 10—11 月在我国东部海域(包括东海地区)进行了综合地球物理调查。

我国在东海的系统地震调查工作是从 1974 年开始的。1974—1977 年期间，由地质矿产部第一海洋地质调查大队海洋一号进行了测网为 40×80km 的地震概查，共获得了约 10 000km 的模拟地震资料。首次系统地调查了东海盆地，初步了解了东海的海底地形与地质构造基本轮廓，划分了区域构造单元，并发现了东海发育有巨厚的第三纪沉积与连绵数百公里长北东向的构造带，为东海的油气勘探带来了美好的前景。

1980 年开始，海洋地质调查局在东海开展了全面的系统地震普查与重点构造的地震详查工作，地震测网达到 4×8km（或 4×4km）重点地区达到 2×2km 与 1×1km，共取得了 10 万公里以上的数字地震剖面（东海石油公司也在东海开展了地震调查）。在80 年代后期，地震技术迅速提高，地震野外采集达到 48/60 次覆盖，96/120 道地震漂缆和 2 682 立方英寸[1]组合气枪震源。并且开展了海上三维地震勘探，地震资料的数字处理与解释也尽量应用了先进方法技术，使东海的油气勘探工作取得了丰硕成果。

表 1　东海陆架盆地地震层序

地层系统		地层分层	反射波	地震层序		层速度*(m/s)	构造运动
第四系		东海群		I			
上第三系	上新统	三潭组	$\sim T_2^0 \sim$	I			龙井运动
上第三系	中新统	柳浪组	$— T_2^2 \sim$	II_1	II	2 300—4 000	
上第三系	中新统	玉泉组	$— T_2^3 \sim$	II_2	II		
上第三系	中新统	龙井组	$— T_2^4 \sim$	II_3	II		
下第三系	渐新统	花港组	$\sim T_3^0 \sim$	II_4	II		玉泉运动
下第三系	始新统	平湖组 瓯江组	$\sim T_4^0 \sim$	III		3 300—5 000	瓯江运动
下第三系	古新统	明月峰组 灵峰组	$\sim T_5^0 \sim$	IV		4 500—5 500	雁荡运动
下第三系	古新统	石门潭组	$\sim T_8^0 \sim$	V			基隆运动

*东海陆架盆地西湖凹陷层速度。

1) 1 立方英寸=16.3871 立方厘米。

一、东海陆架盆地与冲绳海槽盆地的地震层序

根据东海地震资料结合钻井资料解释了地震层序并编绘了东海相对海平面变化。东海陆架盆地 T_0^0 反射面以上解释了下第三系古新统—第四系共五个地震层序（表 1），冲绳海槽盆地由上第三系中新统—第四系共四个地震层序（表 2）。由地震资料的层序解释还表明，盆地从晚白垩世开始拉张以后，东海陆架盆地经历了三次不同的构造发育阶段，即断陷—拗陷—披盖三个阶段。地震资料还表明，盆地的拉张最初从西部开始，因而这三个不同的构造阶段在西部要较东部为早。

表 2　冲绳海槽盆地地震层序

地层系统		反射波	地震层序	层速度(m/s)	构造运动
第四系	全新统 上更新统		I	约 1 700	
		T_1^0			
	下更新统		II	1 740 | 2 090	
		T_1^1			冲绳海槽运动
上第三系	上新统		III	2 400 | 3 000	
		T_2^0			龙井运动
	中新统		IV		
		T_g			

二、东海陆架盆地的构造特征

东海的构造线以北北东向东南突出的弧形构造线为主，区域走向与大陆海岸线和琉球群岛的走向基本一致(图 1)。东海经历了基隆、玉泉、龙井三次大的区域性构造运动，使东海陆架盆地形成了断陷—拗陷—区域沉降三个构造发育阶段。东海的区域构造为二盆三隆，即东海陆架盆地与冲绳海槽盆地，浙闽隆起区、钓鱼岛隆褶带与琉球隆起区。东海陆架盆地自北而南又可划分为福江、浙东、台北和台西四个拗陷。东海的断裂主要为北北东-北东-北北东与北西-北西西向二组，前者与区域构造走向一致，构成盆地的主要格架；后者与区域构造走向相垂直，多属于剪切平移性质。根据断层形成的机制主要为张性、压性和扭性三种，正断层主要是盆地早期拉张形成一系列断陷，多发育在陆架盆地的下第三系中，是玉泉运动的产物；剪切平移断层在下第三系与上第三系均有分布，它往往错开正断层和逆断层。

地震资料解释还表明，东海地区自第三纪以来到第四纪存在广泛激烈的岩浆活动，其活动时期从北西向南东逐渐由老变新。东海陆架盆地西部主要是燕山期与喜马拉雅早期的岩浆活动，盆地东部与钓鱼岛隆褶带主要是喜马拉雅中期，冲绳海槽盆地则主要是喜马拉雅晚期的岩浆活动。岩浆活动集中分布于东海陆架盆地西部沿浙闽隆起区的北东向断裂带及盆地东部的西湖-基隆大断裂带，北西方向则沿舟山-国头和鱼山-久米两断裂所夹持的块体内，有广泛而强烈的岩浆喷发活动。

地震工作在东海已查明众多局部构造，这些局部构造的形成、发展与盆地的构造演

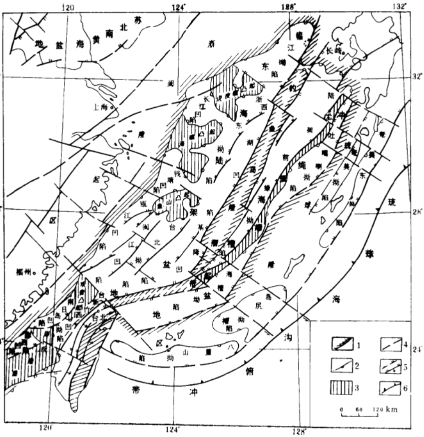


图 1　东海构造区划略图

1. 盆地边界线；2. 拗陷或凹陷边界线；3. 隆起或凸起边界线；4. 断层；5. 正、逆断层；6. 俯冲带

化密切相关，是区域应力场综合作用的结果。局部构造的展布与拗陷的走向基本一致，为北北东向，受区域构造背景控制。局部构造类型以背斜、半背斜为主，还有断鼻和断块类型。从成因上说，东海以挤压背斜和潜山—披覆为主。由古新统组成的构造主要分布在陆架盆地的西部凹陷带中，由始新统—中新统组成的构造主要分布在盆地的东部凹陷中，冲绳海槽盆地则主要是中上中新统—上新统的构造。在西湖凹陷的平湖构造开展了海上三维地震勘探，与二维资料三维网格化工作（2.5D 技术），进一步查明了平湖构造的断裂系统、构造形态、高点位置、断块划分与追踪储集层位。

三、东海地震地层学研究

在东海地震层序划分的基础上，通过地震资料的地震相分析，进行了沉积环境与沉积类型的研究及岩性推断。地震相分析包括地震反射的内部结构、外部形态、反射振幅、

连续性、频率、层速度等参数的研究，利用层速度资料研究地层的砂泥岩含量分布。

东海地处大陆边缘，受板块运动的强烈影响，不但构造运动复杂，沉积现象也极为丰富。东海陆架盆地的第三纪在鱼山凸起以南主要为海相沉积环境，而北部主要为陆相河湖沉积环境，虽然在早第三纪中晚期遭受过几次大的海侵。由地震反射的前积特征表明，东海陆架盆地的物源主要来自北西向的浙闽隆起区与一些凸起区，但是局部也来自其他方向的隆起或凸起。

中生代晚期基隆运动奠定东海陆架盆地的基础，晚白垩世的拉张作用所产生的张性断裂形成一系列地堑和东断西超的箕状凹陷。东海陆架盆地的西部凹陷带以及东部凹陷带的一些地区分布有古新统沉积，瓯江凹陷中部最厚达5 000m以上。在一些断陷的断层边缘，地震相主要为一些弱振幅，低连续性或杂乱反射，频率高，反射形态表现为帚状斜交前积，顶部呈丘状的断崖堆积，主要是一些快速堆积的粗碎屑岩。

东海陆架盆地除了一些凸起，盆地中广泛接受了始新统沉积，在台北拗陷西部厚度比较稳定，约1 000m左右，地震相表现为低振幅，反射连续性、平行性都比较好，反映这一时期台北拗陷最广泛地接受海侵。在台北拗陷西部的凹陷中，形成一些受海底地形控制的浊流沉积，地震相表现为低幅度宽广的丘状反射，在一些地震剖面还可见到与浊积岩共生的受切割的水下河谷。盆地北部浙东拗陷主要是陆相河湖沉积环境，西湖凹陷具有较厚的始新统沉积，达3 000m左右，而北部为1 000m左右。在中新世—渐新世，盆地的沉降中心向东推移，东部的西湖凹陷及基隆凹陷大幅度下沉，形成这一时期的大型沉积凹陷，最厚达5 000m以上，主要是陆相的湖泊、沼泽及河流环境。这一时期在盆地西部普遍成水平覆盖沉积，厚度一般小于1 000m。

在早第三纪的各个时期，瓯江凹陷与西湖凹陷的西部斜坡发育了一系列三角洲。浙闽隆起区东部众多发育的河流向东入海，在瓯江凹陷早第三纪几次大的海平面变化旋回中，当海平面相对静止期间，三角洲在河流入海口处形成。瓯江凹陷雁湖斜坡所发育的三角洲主要是以河流作用为主的建设性三角洲，其中仙桥三角洲有比较完整的顶积层、前积层和底积层，没有明显的海浪作用与潮汐作用的影响。根据层序地层学与体系域理论，对三角洲地区的沉积类型与岩相分布进行讨论，选择有利的地层圈闭。层序地层学认为控制沉积类型和岩相分布的主要因素是叠加在长周期的大地构造变动之上的短周期性的全球海平面变化，而体系域反映了沉积层序的岩相分布。

根据地震剖面的地震层序解释作了沉积体系域的分析（图2），根据体系域的划分原则，在地震剖面上解释了海进体系域与高水位体系域。海进体系域与下部不整合面可见到明显的上超关系，而高水位体系域也明显的下超在海进体系域上。根据体系域有利岩相带的分析，在上超于不整合面上的海进体系域的上超点组成了有利岩相带，也即滨岸砂体发育地带，在高水位体系域上部出现顶超反射所组成的三角洲前缘砂相带，这些都是有利的储集岩相带。三角洲以东地区古新世沉降幅度大、沉积厚，又是瓯江凹陷的主要生烃中心，因而是瓯江凹陷的一个有利前景地区。

瓯江凹陷西北部坦西滨岸砂研究，在雁荡构造带与温东构造带之间发育有物源来自北西方向的三角洲沉积，在许多测线上可见到古新统层序上部向凹陷方向的前积反射。它反映在雁荡运动时期区域性的隆起过程中海平面下降，由于凹陷边缘浅水地区的水动力作用，使凹陷边缘三角洲前缘的沉积物受到波浪作用与岸流作用的改造重新堆积起来

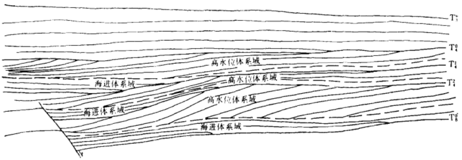


图 2 瓯江凹陷体系域分析

的滨岸砂。应用差异速度分析(DIVA)研究了坦西滨岸砂岩体，在一些滨岸砂岩体位置发现有低速异常（图 3）。这是一种利用速度信息直接推断油气的方法（Weidell, 198?），它对地震资料质量与资料处理有较高的要求。

冲绳海槽盆地在中新世中、晚期首先在西部开始拉张，接受了一些晚中新统断陷充

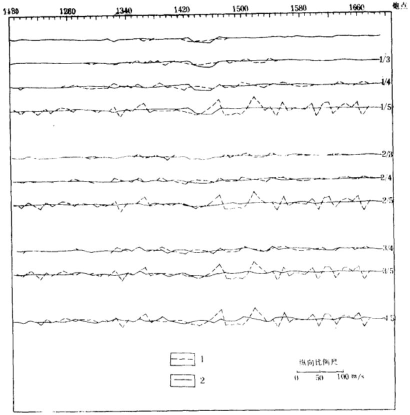


图 3 差异速度曲线

1. 深层预测速度曲线；2. 浅层预测速度曲线

填沉积，地震相表现为反射连续性不好、平行性差、倾角变化的一套反射波，推断为盆地早期的一些陆相沉积。上新世以来盆地继续发展，受到广泛海侵，相继接受了大量海陆交互或浅海环境沉积。在更新世时期，盆地陆坡下部出现大量浊流沉积（图 4），地震剖面表现为大量的圆丘反射及绕射、弱振幅地震相，倾角变化与断续的反射段。与大量浊流沉积伴生的，在陆坡上部发育众多的水下河谷（图 5），在地震剖面上的切割现象非常清楚，反射波到河谷处依次明显中断，河谷内部一般为丘状或杂乱地震相。浊流的诱发因素主要为盆地拉张以来的几次构造运动与断裂作用，尤其是 T_1^0 的一次区域性构造运动。

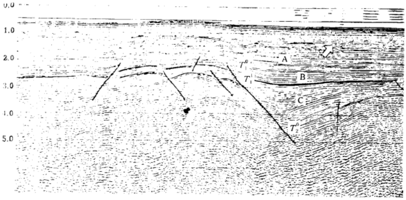


图 4　冲绳海槽盆地更新世浊流沉积

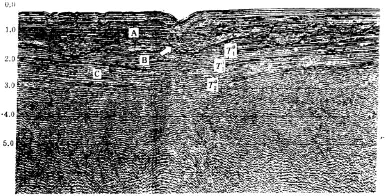


图 5　冲绳海槽陆坡水下河谷

四、储集层的岩性和油气预测方法技术研究

在平湖油气田地区，主要含油气层段都在 3 000m 以下，且砂层薄，地震资料难以分辨，为了研究油气层的厚度与横向岩性变化，我们进行了多种地震分析技术的应用研究。

（1）进行了子波处理方法研究与资料处理，利用井旁道提取子波的方法进行子波反

褶积，效果良好，资料信噪比与分辨率都有明显改善，能分辨相距 20ms 的二个脉冲。经子波处理，反射波频谱得到展宽，高截可达 50Hz。

（2）合成声测井技术研究与应用，地震资料与测井资料结合通过人机联作方式，在显示屏幕上实时校正深度域或时间域的测井速度序列，交互计算井的合成地震记录，交互提取地震子波、反子波，并对井旁地震道单道作 SSLOG 处理，提取处理参数和在屏幕上观察处理参数效果的过程可以反复进行，在满意地提取参数后，可以对过井的测线段作 SSLOG 实时处理。处理结果是钻井声波测井的速度序列与井旁道反演的速度序列吻合得很好，在区域上低频分量和高频分量均能闭合，资料有效地完成了对储集层砂体的追踪。

（3）AVO 分析技术研究与应用，砂岩含气时泊松比降低，导致反射系数随入射角增大而增大，编制了弹性介质和衰减介质固体多层情况下的反射系数计算程序，计算了多层介质情况下的平面谐和波反射系数与入射角关系。平湖地区利用多层介质 AVO 正演模型计算，对于含气砂岩分布范围的预测发挥了重要作用。

（4）VSP 技术的研究应用，在东海西湖凹陷地区完成了 10 口井的 VSP 测井工作，提供了一套海上零偏移距的 VSP 数据采集、资料处理和解释方法。经过 VSP 资料解释应用，比较可靠地进行了地震反射层与地层时代、岩性界面、油气层位的直接对比，使地质与物探更可靠地结合，为地层对比、储集层追踪提供可靠依据。

在岩性油气预测方法技术应用研究方面，通过利用平湖构造上真三维、假三维资料以及多种技术方法处理的地震资料，对该区的构造特征、断裂系统、沉积环境和储集层的展布及含油气范围的预测都作了仔细的分析解释，为平湖油气田评价和早期开发可行性论证提供重要资料依据。

苏北—南黄海磁性基底

一、磁场特征

苏北—南黄海及邻区磁异常平面图（图1），向我们展示了该地区主要以平缓负磁场

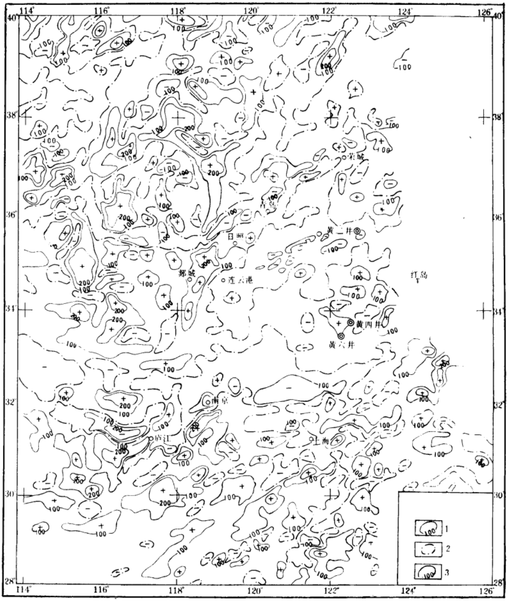


图1　苏北—南黄海及邻区磁异常平面图

1. 正磁异常等值线(nT)；2. 零磁异常等值线(nT)；3. 负磁异常等值线(nT)

为背景，磁异常总趋势呈北东向展布。在东经 120°30′—123°30′，北纬 33°00′—35°00′，叠加了一些较宽缓的局部正磁异常，单个异常走向主要为北东东或东西向，间有负异常相伴，异常幅度一般在 200nT 左右，常见梯度每公里约 5nT。该地区的负磁场背景向西被郯城—庐江一线展布的正负异常变化剧烈的北北东向磁异常带（郯城-庐江断裂）（杨森楠等，1985）所截，该带西北侧以正异常为主的复杂磁异常区；向南延至长江口南岸—红岛一线，呈现为一条 20—30km 宽的北东向剧烈变化磁异常带，该带向西延伸同陆上江山-绍兴断裂（杨森楠等，1985）位置相接，带的南侧以正异常为主的磁异常区。

据中国北部海区磁力异常 ΔT 等值线图[1)]及图 1 可以看出，连云港市至北纬 36°05′，东经 124°00′ 交点一线，在负磁场背景上分布着呈带状或线状的磁异常带，异常值变化范围一般在 0—100nT，局部可达 -100—300nT，单个异常规模小，异常带连续性差，

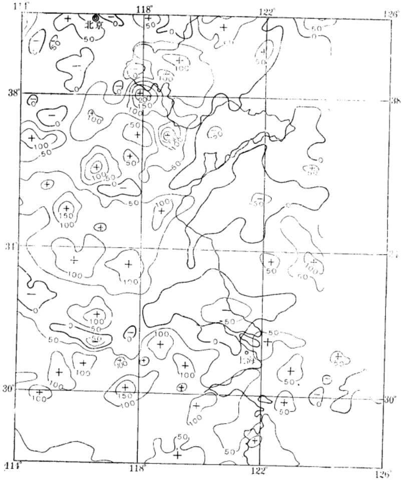


图 2 苏北—南黄海地区磁异常图（上延 10km）

等值线数值单位：nT

1）地质矿产部第一海洋地质调查大队，1984，中国北部海区磁力异常 ΔT 等值线图。

自西向东大致有东西、北东及北东东向三段组成，此带向西延伸与陆上嘉山-响水断裂位置相接；在日照—青岛—成山角一线展布着北东向磁异常带（青岛断裂）（杨森楠等，1985），规模大，延伸长，正负异常变化剧烈，带内异常走向杂乱，主要以北东、北东东向为主，幅度一般在500nT左右，该带北侧为北东—北北东向的正负相间的平静磁异常区。

对苏北—南黄海及邻区磁异常上延10km后(图2)，郯城-庐江断裂以西及长江口南岸—红岛一线以南同研究区内的异常形态及规模相比，仍有明显的差异；而连云港市至北纬36°05′，东经124°00′交点一线的磁异常带在上延后即已消失，说明它的下延有限；日照—青岛—成山角一线的磁异常在图中仍为明显的异常梯度带，其规模仍然很大；南黄海中部正磁异常上延后仍为磁力异常高，只是浅部磁性体异常消失，并在南、北两侧呈现为两个负异常中心，这说明该异常区有较深的场源背景。

二、苏北—南黄海地区磁性基岩埋深

苏北—南黄海地区磁性基岩深度图（图3），较客观地反映了该地区磁性基岩顶面的形态。图中附有推测断裂，其以北东—北东东向及北西—北西西向两组为主，基岩顶面形态与其密切相关。由图可以看出，基岩埋深由东向西高低相间，由北向南，除西南部外，呈浅→深→浅，其中，南黄海中部正磁异常地区，磁性基岩最大埋深大于7km，构成了北东向成带，北西向成块的磁性基岩顶面起伏格局。

现有资料表明，青岛断裂使北侧的胶东地区元古宙变质基底长期出露，而包括在海区延伸部分的嘉山-响水断裂以南却发育着自古生代以来的沉积，构成了苏北-南黄海盆地。与地震、重力资料对比发现，地震勘探揭示的中、新生代凹陷与重力测量显示的沉积凹陷基本一致，大都分布于磁性基岩的南、北两个翼部及西南部，沉积厚度达3 000—5 000m，而南黄海中部的深凹，地震揭示的新生代沉积很薄。

苏北-南黄海盆地又以北纬35°00′为界，南北两侧的磁场特征和基岩埋深及岩相都具明显差异，这在布格重力异常图上也有如此反映，即南侧以正的布格重力异常为主，负异常零星分布，梯度变化平缓，单个异常走向各异；而北侧布格重力异常呈正负相间排列，梯度变化大，呈明显的北东东向展布。在磁异常上延图上所反映的南北两个负异常中心及其间的磁力高部位，分别对应着南黄海南部盆地和南黄海北部盆地及中部隆起（许薇龄，1982），并认为北部盆地基础构造层多为较古老的下古生界，上古生界和中古生界不发育甚至缺失，而南部盆地基础构造层比较发育，有较新的侏罗—白垩纪地层和海相青龙灰岩。南北两盆地和中部隆起都处在平缓磁场区，说明具一定的埋藏深度，但它们的发生、发展是不相同的。北部盆地始于晚白垩世，是一个以新生代沉积为主的盆地，构造走向呈北东向，而南部盆地是一个始于老第三纪的新生代沉积盆地，构造走向主要为北西西和东西向，它们严格受古构造运动所控制。在新生代时，盆地经历了多次程度不同的构造运动，至新第三纪开始，南北盆地才逐渐趋向统一，到中新世晚期—上新世时期，南北盆地才完全统一成现在的苏北-南黄海盆地，是一个叠置在古生代地层之上的中、新生代叠加型沉积盆地。

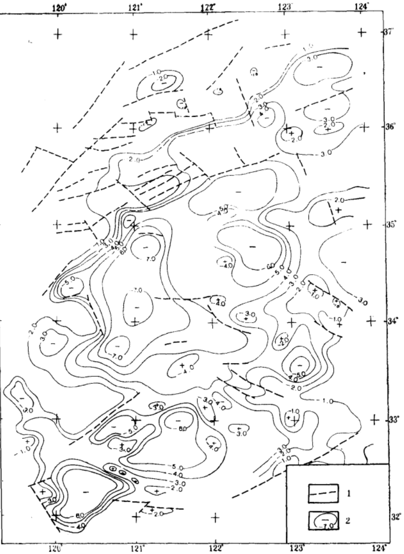


图3　苏北—南黄海地区磁性基岩深度图
1. 推测断裂；2. 基岩深度及标值(km)

三、基底性质及边界探讨

(一) 基 底 性 质

苏北—南黄海平缓负磁场区内的基底性质与周边密切相关。该区的西部沿海一带连云港市地区的基底出露有浅变质的中元古界云台组和锦屏山组地层以及少量中一深变质的下元古界朐山组地层，磁化率常见值分别为 1.50×10^{-4}CGSM 和 $2—81\times10^{-6}$CGSM 以

及 3.30 × 10^{-4}CGSM；该区北部的胶东半岛大面积地层出露为中元古界粉子山群、蓬莱群及下元古界胶东群地层，其磁化率平均为 8—500 × 10^{-6}CGSM[1]，这些地区都对应负磁异常的分布；苏南负磁场中已知常熟到上海附近的基底由元古代或古生代地层组成[2]，丹徒的钻中见到的元古宙变质岩也对应着负磁异常，均属无一弱磁性。因此，苏北一南黄海地区的负磁异常背景可解释为无一弱磁性的元古宇基底层所引起，其中多数推测为中元古代的浅变质岩。南黄海中部的宽缓正磁异常场源，由比较局部的浅部场源和较深的深部场源组成，其对应的磁性基岩深凹部位最大埋深大于 7km，而地震揭示的新生代沉积很薄，可见磁性基岩的深凹是新生代隆起区，考虑到视磁化率在 8.00 × 10^{-4}CGSM 左右，这说明浅部场源的物质组成可能就是这套中生代或古生代的地层，其中可能夹有火山碎屑岩一类的磁性岩层分布。关于深部场源的解释，过去曾有过讨论，地质矿产部航测 909 队曾经推测，南黄海深部存在着一个具有磁性的古老刚硬地块，磁场特征为块状正异常，认为可能是朐山群具磁性基底的反映，时代应与太古宙—早元古代相当。但从目前磁性的研究结果分析，这似乎不大可能。最近的研究结果说明，南黄海地区也是上地幔低速层的隆起区，低速层的顶部深约 60km 左右，这与一般平均为 100km 的深度相比形成明显的反差。低速层的隆起，引起深部热活动的加剧，地幔物质的上涌入侵下地壳，使下地壳基性物质组分增加，这可能是深部磁异常场源的物质组成。

南黄海地区属下扬子块体向海区的延伸，广大地区沉积了约 7 000—8 000m 厚的由震旦系—中、下三叠统以海相为主的地层。加里东和海西运动在这一地区不存在强烈活动，印支运动使中国东部地区上升为陆，结束了海侵历史，开始形成以北东、北北东向褶皱为主的构造，深部热活动的加剧，继后的燕山运动发生了强烈的断裂和褶皱并伴有频繁的火成岩活动，造成大型的隆起和拗陷，为中生代盆地和新生代盆地的形成奠定了基础。

由于太平洋板块在中生代时的北北西向运动，南黄海地区出现了一系列北东或北北东向的扭动构造，以左行斜列为特点，区内已知的三个中、新生代拗陷就是这一应力作用下的产物，从单个拗陷来看呈北东东向，这可能是受隐伏的东西向构造影响所致，但其总体走向呈北北东显示其扭动特点，这与磁力场总体方向是一致的。从南黄海前第三系古地质图看，中、古生界在该区组成一个北东向的复式大向斜，据迄今已有的钻探资料和地震资料分析，向斜轴部位于勿南沙隆起西北部南一凹陷，经过南五凹陷东部（黄六井以东）至南六、南七凹陷东部(黄四井东侧)，沿此向斜两侧地层依次由新变老：K_2，T_{1+2}，Pz，Pz—Z，Pt，形成一个 200km 左右宽的北东向复式大向斜。

（二）边 界 探 讨

苏北一南黄海地区属下扬子块体的一部分。长江口南岸一红岛一线为下扬子块体在海区的南界，它主要有两套磁性岩系组成，其下部为前寒武纪变质岩系组成的基底，上部为中生代的火山碎屑岩系，磁性岩系经受褶皱、变质、隆起，并伴有火山岩侵入（金

1）地质矿产部第一海洋地质调查大队，1979，南黄海海区地球物理调查及含油气远景评价报告。
2）上海海洋地质调查局，1987，上海及邻近地区地震地质编图成果研究报告。

翔龙等，1982）；郯城-庐江断裂为下扬子的西界，是一条磁异常剧变带和重力梯度带，并沿此带伴有燕山期及喜马拉雅期岩浆岩侵入或火山喷发等活动。下扬子块体的北界是长期来说法不太一致的一个问题，一种意见认为，基底的北界以嘉山-响水断裂为界（包括在海区的延伸）（张文佑，1983）；第二种意见认为，青岛-五莲断裂带是下扬子的北界（丁道桂等，1989）；而华东地区构造图[1]，将其北界划在日照—青岛—烟台一线。笔者认为：下扬子块体的北界应以日照—青岛—成山角一线为界。其主要依据：1）规模巨大的磁异常剧烈变化正负异常带，其北侧为具中—强磁性的复杂磁场区，南侧为无—弱磁性的平缓磁场区，并在上延 10km 或 20km 后，仍存在有明显的磁异常梯阶带；2）重力显示为正、负相间的重力异常梯度带，其南侧为北东东—东西向为主的低缓重力异常区，北侧为走向杂乱的高重力异常区；3）发育有呈北东—北东东向的中酸性火山岩及呈线性分布的燕山期花岗岩带；4）展布有一系列北东向及北东东向平移剪切断裂带，并见有变质岩、沉积岩及火山岩块相互混杂的构造现象。

中国大地构造格局表明：中国东部长期以来一直处于南北向挤压应力场中。青岛断裂和嘉山-响水断裂（包括在海区的延伸）正是受这种巨大挤压力不断地由南往北推进，并形成一系列的推覆构造所致，而包括在海区延伸的嘉山-响水断裂只是这种推覆构造的前锋。

综上所述，我们可以得到一些认识：

（1）苏北—南黄海地区的基底主要由无—弱磁性的中元古代浅变质岩组成；南黄海中部正磁异常推测由基性成分较高的具一定磁性的混杂岩以及复向斜中部具一定磁性的中古生界，其中可能包括有磁性的火山碎屑岩层综合引起。

（2）该地区属下扬子块体的一部分。长江口南岸—红岛一线为下扬子块体在海区延伸的南界；郯城-庐江断裂为其西界；日照—青岛—成山角一线为下扬子块体的北界。

（3）苏北—南黄海地区磁性基岩的南、北两侧斜坡及西南部凹陷为寻找以新生代为主的中、新生代油气田远景区，中部宽缓的深凹为寻找中—古生代油气田远景区。

1）地质矿产部南京地质矿产研究所，1980，华东地区地质概况。

辽东湾基底结构的综合地球物理特征

辽东湾断陷位于渤海湾盆地东北部，属于渤海湾盆地的一个二级构造单元。渤海湾盆地是华北块体上内克拉通裂谷盆地，主要形成于中、新生代，故辽东湾断陷盆地应属于拉张断拗形式所形成的中、新生代断陷盆地。它与周边构造单元在其发展过程中有极其相似的一致性。

元古宙末期桑干运动和五台运动的剪切断裂，形成地壳的剪切-拉开带，产生近东西向的凹陷、隆起褶皱带，以及北北东和北北西两组断裂。古生代时期地壳差异升降微弱，岩浆活动不明显，只引起古生代沉积盖层宽缓褶曲和大面积长期隆起。以北纬 40° 为界，北部为山海关-营口东西向隆起带，南部为开平-复州东西向凹陷带。中生代时期，岩浆侵入和断裂活动频繁，局部地区火山岩系堆积，强烈的燕山运动将古老的东西向构造改造为以北东向为主的基底断裂和断块，辽东湾断陷在此区域构造背景上发育与演化。新生界为一套数千米厚的河流相、浅湖相和半深水湖相碎屑沉积，并超覆在不同时代基底之上，与下伏基底呈明显的角度不整合。

经过 20 多年勘探与研究，对辽东湾的沉积盖层和基底结构有了基本认识，前几年发现了油气田，证实了辽东湾具有很大的油气潜力。研究区域的构造单元区划简图如图 1，研究区域重力布格异常和海磁图分别见图 2 和图 3。

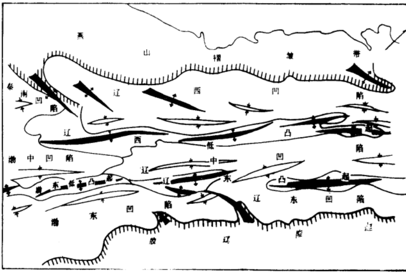


图 1　研究区构造单元区划简图

（据周德湘等，1986）

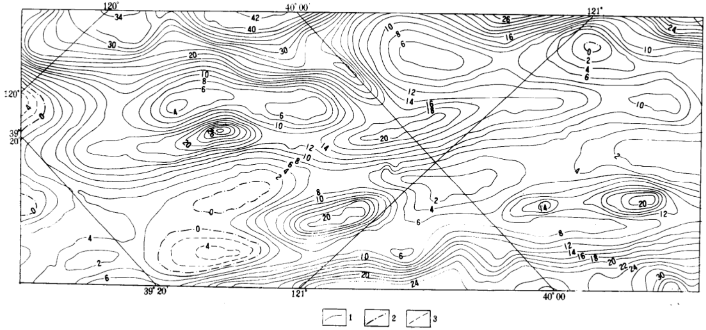


图2 辽东湾布格重力异常平面图

1. 正异常; 2. 零线; 3. 负异常.(单位: mGal)

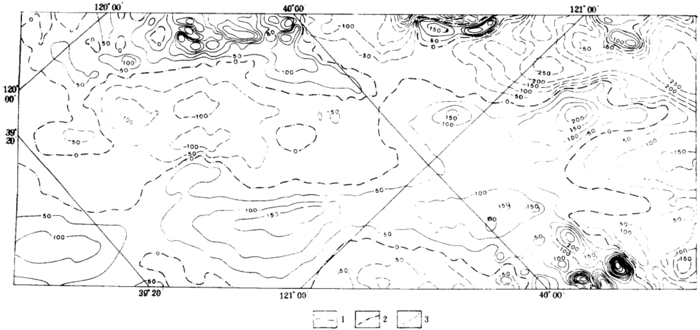


图 3　辽东湾 ΔT 磁异常平面图

1. 正异常；2. 零线；3. 负异常

一、岩石物性研究

岩石物性是地球物理场地质解释的基础。于是，重点进行了密度、磁性和地震速度资料的收集、测定和研究，得到一些认识。

（一）岩石密度变化规律

（1）20口钻井岩心标本密度实测证实：第三系与前第三系之间界面为该区主要密度分界面，且为一个区域不整合面，密度差达0.4—0.5g/cm^3。

（2）岩石密度随地层年龄由新至老逐渐增大。对同一地层，密度随深度的增大呈现近似线性关系，例如第三系岩石密度与深度关系经统计可表示为 $\rho = 2.2 + 0.06H$（g/cm^3）。但当下第三系的研究深度达6km后已接近基底密度。

（3）实测岩心密度与密度测井资料相比较，致密岩石，两者差值小于0.1g/cm^3，但砂泥岩相差甚大，一般实测密度小于密度测井结果，主要是岩心取出后孔隙中流体流失所致。

（二）磁性变化特点

第三系盖层无磁性，本区磁性岩石主要是中生代火山岩和太古代部分深变质岩和混合花岗岩。

（三）地层速度变化特点

应用CTS-25型非金属超声波检测仪对81块标本测定速度得到认识是：

（1）随着地层时代由新至老，速度由小增大。

（2）速度随密度的增大而增大，呈正相关。

（3）速度变化与岩性有关。一般碳酸盐岩速度大于砂泥岩速度。

二、基底结构研究

研究基底结构的总思路如图4。

研究中我们力图体现以下特点：1）以岩石物性为基础；2）重磁与地震资料综合解释；3）物探与地质的综合；4）平面与剖面纵向解释的结合。

（一）基底岩性研究

基底岩性主要是通过求取基底视磁化强度分布和视密度分布并综合地震、地质和钻井资料所得到的。

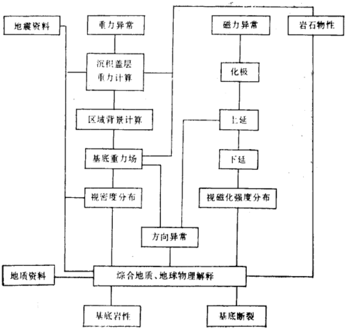


图4　基底结构研究框图

基底视磁化强度分布的获得，我们先是通过化极使磁异常归位，利用上延不同高度及匹配滤波资料对比，选取了上延 5km 的磁异常场作为基底场。对压制了浅部磁性体局部场后的基底场，利用该区 T_8 地震反射层深度作为已知基底深度，用空间域变深度视磁化强度叠代反演方法[1)]反演基底视磁化强度的分布。这个反演方法具有速度快和适用于基底变深度的特点，比目前常用的平均深度上视磁化率强度叠代反演法的效果好。视磁化强度含意有二个方面，一是因为求取的实际上是等效层的磁化强度，不是真正的磁化强度；二是它包含有剩磁，称它为视磁化强度比视磁化率更为恰当。这个视磁化强度（见图 5）的大小及形态将主要反映岩性的分布，因为在计算中已消除了基底起伏的影响。相对其它物性，磁性大小在反映基底岩性上更为敏感。

基底视密度分布的求取是通过“上剥”和“下剥”以消除基底面以上及以下各密度界面的重力效应来求取基底的重力场。所谓“上剥”是利用地震反射构造层资料和相应物性，将沉积盖层分为海底至 T_2（上第三系），T_2 至 T_8（下第三系）两大层，分别采用常密度和变密度计算它们的重力效应。使用的是频率域变密度长方体组合模型。“下剥”则是考虑了华北（包括辽东湾）基本处于均衡，利用艾里均衡假说，针对沉积盖层的质量亏损，计算了它的均衡补偿面，计算公式如下：

$$t=\frac{\sum_{i=1}^{n}\Delta\sigma_i l_i}{\Delta\sigma}$$

式中 t 为均衡补偿面的起伏（相对于补偿深度），$\Delta\sigma_i$ 为各盖层相对于基底密度差，l_i 为

1）陈生昌，1989，辽东湾西部基底结构的综合地球物理研究，同济大学硕士论文。

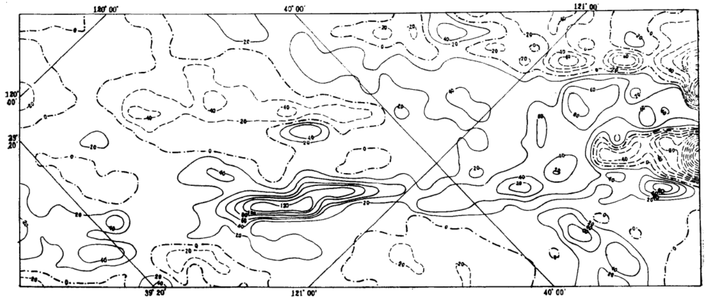


图 5　辽东湾前新生界基底视磁化强度分布图

单位：10^{-2}SI

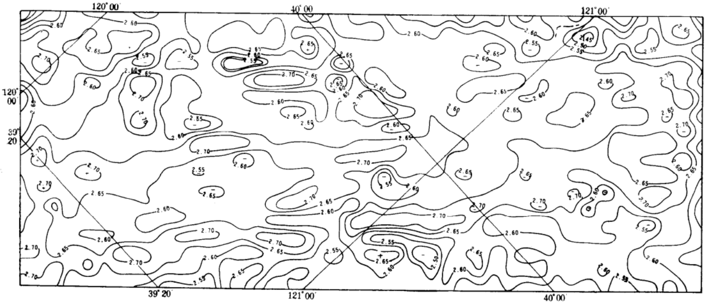


图6　辽东湾前新生界基底密度分布图

单位：g/cm³

各沉 积盖层的厚度，$\Delta\sigma$ 为壳幔密度差。然后再计算它的重力效应，将它作为深部区域背景场。从实测场中减去了沉积盖层重力效应和深部区域背景场后就获得了基底的重力异常，对它同样利用地震已经获得的 T_8 反射层基底深度，用空间域变深度视密度叠代反演方法反演了视密度分布，由于已经在计算中消除了基底深度起伏的影响，这时的视密度基本上反映了基底与上覆第三系之间岩石密度的差异，从而在一定程度上反映了基底岩石的岩性（见图 6）。

对辽东湾地层岩性方面特征分布和磁性、密度的综合研究，可以得出大致规律性认识：

前寒武纪变质岩　视密度较高，磁性中等但不均匀，走向明显。主要分布在辽西低凸起及辽东凸起上，在辽西凹陷中也有分布。

古生代碳酸盐岩　以弱磁性高密度为典型特征，沿地层走向分布。主要分布在辽西低凸起及辽中凹陷的南段。

中生代火山岩　反映为磁性强又不均匀以及密度不高，在展布上无一定走向。主要分布在辽东湾北部，如辽西凹陷、辽西低凸起及辽中凹陷的北段；在南部仅局部出现。

侏罗—白垩系碎屑岩　反映为低磁低密度。主要分布于辽东湾三个次级凹陷中。

侵入岩　反映为较强磁性，密度中等，形状为椭圆状。主要分布在辽西凹陷西部、辽东凸起和辽东凹陷的北部。

总结本区前新生代基底岩性可知，有着明显南北差异，北部缺失中、晚元古代和古生代地层，下第三系直接覆盖在下元古界或中生界上；南部的下第三系下面的基底，则可能为中生界或前寒武系或中、上元古界和古生界。

（二）基 底 断 裂

根据重磁异常梯级带、线性异常带、以及异常带被错断、扭曲与突变、异常特征分界线及串珠状异常分布等特征可大致推断断裂的分布。此外，还可通过设计断层模型的重磁异常进行相关分析和求取平面上不同方向上水平导数，以突出异常的梯度，更直观地反映不同方向的断裂。对辽东湾的重力异常 沿 0°，－20°，20°，45°，90° 等 5 个 方向上的方向导数，其中 0°，－20° 和 20° 方向导数确定北东向断 裂，用 45°，90° 方 向导数确定北西向断裂。综合上述特征我们划分了 15 条断裂，其中 10 条是北东 向，5 条是北西向。总的说来北东向断裂表现出规模大、延伸长的特点，将基底划分为“两凸三凹”基本上控制了各个次级构造单元的边界，同时也控制了基底岩性的分布。北西方向断裂主要是早期的断裂，表现出被后期北东向断裂所切割和掩盖，它控制了基底南北差异（见图 7）。

区内北东向断裂，绝大多数为北西向陡倾的正断层，而且长期活动，它的发育是特提斯活动、太平洋板块运动以及深部地幔隆起的结果，而那些小规模的断裂则是主干断裂的伴生断裂。为了进一步研究断裂的形态及其性质，在北部及南部共选择了两条典型剖面，进行人机联作解释。其中图 8 的 5247 地震测线位于本区北部，穿过了 5 个次一级构造单元，拟合时磁性体磁参数参考了视磁化强度结果，拟合结果表明断裂大部分向北西倾，倾角为 60°—70°。

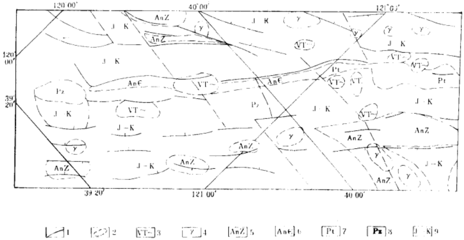


图 7　辽东湾前新生界断裂及基底岩性分布图

1．断裂；2．地质界线；3．中生代火山岩；4．未定时代侵入体；5．前震旦系；6．前寒武系；7．元古宇 8．古生界；9．侏罗系-白垩系

（三）基底结构总认识

辽东湾前新生界基底主要发育以下 5 套岩性：前寒武纪混合变质岩、元古宙混合岩、古生代碳酸盐岩、中生代火山岩、中生代碎屑岩系和时代不明的侵入岩。

前寒武纪变质岩及元古宙混合变质岩，由于受到基底断拗运动的影响，主要分布于基底凸起上，并直接为第三纪地层覆盖。早古生代碳酸盐岩主要分布于本区北纬 40° 以南区域，这主要是由于中、晚元古代和古生代南北部分的沉降运动差异所致。这套碳酸盐岩几乎把中南部的前寒武纪地层完全覆盖。南北沉降运动的差异造成南北岩性差异。中生代火山岩在本区北部基底上是相当发育的．这与本区的构造背景是有关的，由于本区基底断拗规模巨大，因此在一些深凹陷的局部部位发育了火山岩，它是新全球构造运动的产物。中生代碎屑杂岩是基底断拗运动的产物。

总之，本区基底的北东向断裂，基本上控制了基底的次级构造单元边界，而基底的岩性又与基底的凹陷及凸起的关系十分密切，因此，基底岩性也基本上受控于基底的北东向断裂。所以，北东向断裂控制着本区基底结构。

（四）基底结构对盖层的控制作用和含油气性

辽东湾前新生界基底近北东向的“两凸三凹”构造形态，对基底上部的沉积盖层的发育起着重要的控制作用。在基底的凹陷部位，发育了巨厚的早第三纪沉积；在基底的凸起上：辽西低凸起由于受前新生界基底的影响，早第三纪地层的发育存在了南北差异，北部的早第三纪地层发育比较齐全，而且厚度大；南部则缺失了早第三纪的沙河街组。

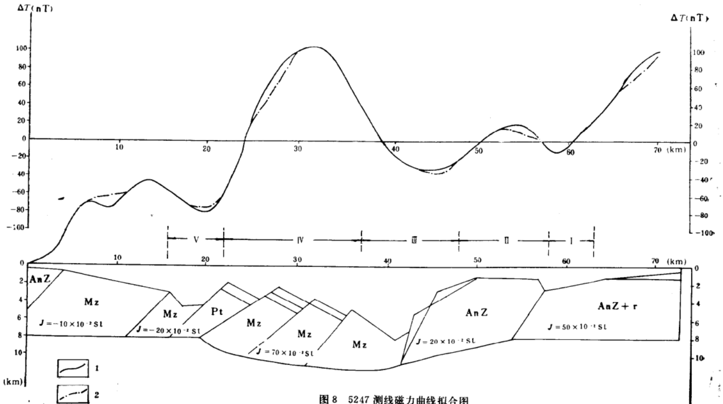


图 8　5247 测线磁力曲线拟合图

1. 拟合；2. 实测；I. 辽东凹陷；II. 辽东凸陷；III. 辽中凹陷；IV. 辽西低凸起；V. 辽西凹陷

辽东凸起由于前新生界基底的影响，下第三系基本缺失，上第三系与第四系的发育受基底的影响就很小。

JZ20-2 和 SZ36-1 两构造上油气勘探的重大突破，证明了本区的油气潜力。辽东湾断陷中发育的早第三纪沉积层，中、晚元古代和古生代的碳酸盐岩地层都有一定生储条件。早第三纪的沉积层，中生代的碎屑岩层，古生代和中、晚元古代的碳酸盐岩以及前寒武纪的混合变质岩，都具备了良好的储集能力。而早第三纪和晚第三纪沉积的纯泥岩或砂泥岩，是上述生油层和储集层的很好盖层。

由上述分析可知，在辽东湾断陷不仅要把下第三系作为油气勘探的重点，而且还应考虑那些古潜山风化壳及裂隙，尤其是辽东湾南部的碳酸盐岩区。

主要参考文献

王和明、尹文荣，1986，东海重力磁力异常与地质构造，石油与天然气地质，第7卷，第4期。
朱 夏，1986，论中国含油气盆地构造，石油工业出版社。
刘光鼎，1983，中国东海的地质构造及其含油气性，石油与天然气地质，第4卷，第4期，第365—370页。
许薇龄、乐俊英，1988，东海的构造运动及演化，海洋地质与第四纪地质，第8卷，第1期，第9—20页。
许薇龄，1982，论南黄海区的两个新生代盆地，海洋地质研究，第2卷，第1期。
孙文珂，1988，深化解释提高区域重力调查的地质效果，物探与化探，第13卷，第1期，第1—6页。
吕文正，1983，南海地区的地磁正常场，东海海洋，第1卷，第3期，第17页。
吕文正，1987，南海中央海盆条带磁异常特征及构造演化，海洋学报，第9卷 第1期。
成都地质学院等，1980，应用地球物理学——磁法教程，地质出版社。
张文佑，1983，中国及邻区海陆大地构造图，科学出版社。
何廉声、陈邦彦，1987，南海地质地球物理图集(1:200万)，广东地图出版社。
陈圣源，1987，南海磁力图说明书，南海地质地球物理图集，广东地图出版社。
陈圣源，1987，磁力平剖面图，南海地质地球物理图集，广东地图地版社。
陈邦彦，1987，地壳结构图说明书，南海地质地球物理图集，广东地图出版社。
李振五，1984，南海中部和北部地壳性质的探讨，地球物理学报，第27卷，第2期，第153—166页。
李唐根，1987，南海北部沿海陆地及岛屿密度、磁性的测定和研究，海洋地质与第四纪地质，第7卷，第3期。
吴宣志等，1978，富里叶变换和位场谱分析方法及其应用，测绘出版社。
金庆焕主编，1989，南海地质与油气资源，地质出版社，417页。
金性春，1984，板块构造学基础，上海科学技术出版社。
金翔龙、喻普之，1982，南东海地质构造，黄东海地质，科学出版社。
金翔龙主编，1989，南海地球科学研究报告，东海海洋，第7卷，第4期，海洋出版社，第10—19页。
周志武、殷培龄，1985，东海地质调查回顾与含油气远景展望，石油与天然气地质，第6卷，第1期。
国家地震局《深部物探成果》编写组，1986，中国地壳上地幔地球物理探测成果，地震出版社。
杨志坚、陈玉华，1985，中国东南部与西南日本古构造演化关系问题，东海海洋 第3卷，第3期。
杨森楠、杨巍然，1985，中国区域大地构造学，地质出版社。
柴利根，1986，论鱼山-久米断裂带性质及其对东海地质构造的控制作用，石油与天然气地质 第7卷，第2期。
袁文光，1989，渤海、黄海、东海的地球物理调查史，海洋地质与第四纪地质，第9卷，第3期。
陶国保，1987，菲律宾海板块构造研究述评，海洋地质译丛，第1期，第1—22页。
傅承义等，1985，地球物理学基础，科学出版社。
焦荣昌、尹文荣，1987，东海舟山-国头断裂带的控制作用及其向陆区延伸问题的探讨，上海地质，第1期。
焦荣昌，1988，论舟山-国头断裂带的性质及其向陆区的延伸，物探与化探，第4期。
雷受旻，1987，均衡异常图说明书，南海地质地球物理图集，广东省地图出版社。
小林和男，1980，海洋底地球科学，海洋出版社，194页。
丹尼尔，A.布什，1980，砂岩地层圈闭，石油工业出版社。
纳扎洛娃，E.A.（朱佛宏译)，1986，洋壳深层的磁性特征及大洋磁异常结构，海洋地质译丛，第6期。
威利，P.J.(朱夏译)，1978，动力地球学，地质出版社。
泰勒，B.、海斯，D.E.(齐慧琴、李振五译)，1981，南海盆地的构造演化，海洋地质译丛，第1期，第1—17页。
梅里尔，R.J.等，1986，地球磁场，中国科学技术出版社，第17—22页。
埃默里，K.O.(莫杰译)，1984，黄海与东海的构造演化，海洋地质译丛，第5期，第1—6页。
格尼皮坚科，Г.С.(徐志成译)，1981，南海地区的地质构造，海洋地质译丛，第1期，第18—28页。
雅各布斯，J.A.，等(刘光鼎译)，1984，物理学与地质学，海洋出版社。
德林格尔，P.（詹贤鑫等译)，1981，海洋重力学，海洋出版社，203页。
霍洛韦，N.H.（陶国保译)，1983，菲律宾的北巴拉望断块一其与亚洲大陆的关系和在南中国海演化中的作用，海洋地质译丛，第4期，第21—35页。
荻原幸男，1976，琉球弧にすける重力，测地学会誌，22，NO.1，23—39。
藤田和夫编著，1984，アジアの变动带—ヒマシヤと日本海溝の間—，海文堂出版株式会社。
Boillot, G., 1979, Geologie des Marges Continentales, Masson, Paris, New York, Milan.
Bowin, C., 1985, Global gravity maps and structure of the Earth: The Utility of Regional Gravity and Magne-

tic Anomaly Maps, Society of Exploration Gephysicists.
Bown, C. *et al.*, 1982, Gravity Anomaly Atlas of The World, Geological Society of America.
Fabiano, E. B. *et al.*, 1983, International geomagnetic reference field 1980-charts and grid values, IAGA Bulletin No. 47, 1-142.
Hares, E., 1978, Crustal Strcture— A Geophysica Atlas of East and Southeast Asian Seas, The Geological Society of America Inc.
Malin, S. R. C. and D. R. Barraclough, 1981, An algorithm for synthesizing the geomaynetic field, *Computers and Geosciences*, Vol. 7, 401—406.
Neidell, N.S., 1985, Use of Seismic—Derived Velocities for Stratigraphic Exploration on Land: Seismic Porosity and Gas Detection, AAPG MENOIR 39.
Ness, *et al.*, 1980, Marine magnetic anomaly timescales for the Cenozoic and late Cretaceous: a precis, critique, and synthesis, *Reviews of Geophysics and Space Physics*. Vol. 18, No. 4, 753—770.
Taylor B. and D. E. Hayes, 1980, The tectonic evolution of the South China Sea Basin.In: The tectonic and geologic evolution of Southeast Asian Seas and Islands. Geophys. Monogr. Ser. AGU. 23, 89—104.
Taylor, B. and D. E. Hayes, 1983, The Origin and History of the South China Sea Basin, In: The Tectonic and Geologic of Southeast Asian Seas and Islands, Part 2, AGU. 27, 23—56.
Xu, J. S., Liu, S. W., Zhu, Z.F. and G. Q. Liu, 1983, *Marine Geophysical Res.*, Vol.7, No. 3, 384—400.
Yao Zhenghe and Lide Wu, 1990, An interactive pattern recognition approach to lithological interpretation with a new clustering Algorithm,60th Annual Meeting, SEG.
Артемьев, М.Е., 1975, Изостазия территории СССР М. Недра, 216с.
Гайнанов, А. Г., Тоо Тик Ай, А. А. Шрейдер, 1989, Связь аномалий силы тяжести в рекукии Гленнис возрастом литосферы индийского океана, Вести Моск. Уни-та, сер.4 Геология, №1, 91—93
Деменицкая, Р.М., 1975, Кора И Мантия земли, М: Недра.
Кучериненко, В.А., 1985, Метод расчёт а изостазических аномалий и аномалии Гленни для измерений силн тяжести на море, геодинамические исследования, М. Радио и Связь №8, 100—118.
Люстих, Е. Н., 1947, Геологический смысл различных методов вычисления аномалалий силы тяжести, тр. ИТТ. т.3, 3—45.

第三篇　地球动力学

地球动力学特征

"地球动力学"是研究地球表面构造运动特征及其成因机制的一门学科。这一研究工作通常是由岩石层中保留下来的各种构造形迹来进行推断的。但地球表面的构造运动极其复杂，又无法进行实验验证，所以地球动力学的发展比较缓慢。随着科学技术的飞速发展，尤其是板块构造学说的兴起，地球动力学的研究工作才逐渐活跃起来，50年代以后，国际地学界组织了一系列的研究工作，如60年代的上地幔计划，70年代的地球动力学计划，80年代的"岩石圈的动力学,组成和演化——自然资源和减轻灾害研究纲要"等极大地推动了地球动力学的研究工作。目前国际地球科学联合会"环太平洋编图计划"已于1985年编制出比例尺为1:1 000万的"环太平洋地球动力学图"。

我国近年地球动力学研究也有了长足的进展。国家地震局1986年编制出版了比例尺为1:400万的"中国及邻近海域岩石圈动力学图"。地质矿产部编制出版了比例尺为1:500万的"中国海区及邻域地球动力学图",后者通过大量地质地球物理资料的分析,对中国海区及邻域的地球动力学现象作了综合概括，取得了一些新的认识。

中国海区及邻域包括中国大陆东部和整个中国海区，以及朝鲜半岛、中南半岛、日本列岛、琉球、菲律宾岛弧系及其东侧的海盆。这一地区是欧亚板块和菲律宾海板块的结合地带，构造活动十分强烈，也是研究现代构造运动，进行地球动力学特征分析极为重要的地区。

地质、地球物理资料中蕴涵着丰富的信息，能够反映出地球动力学状态。这里从岩石层的介质、结构、应力状态、运动方式、变形特征等方面选取了均衡重力异常、天然地震及震源机制解、原地应力测量、地温测量、上地幔低速层埋深、活动断裂、岩浆活动、新生代沉积盆地、活动板块及运动矢量等九项地质、地球物理数据进行了综合分析，并在此基础上作出地球动力学分区，同时探讨其动力机制、力源等问题。

八、地球动力学分区

综合分析前述九项地质、地球物理资料，结合现今的活动状态，可将中国大陆及其邻近海域划分为三大区、六小区（图1，表1）。

I，东亚大陆区：地处欧亚板块的东南端，包括中国大陆、朝鲜半岛、中南半岛以及向海区自然延伸的陆架部分，此区以秦岭、大别山、长江口为界又可分为南北两个小区：

I_1，华北、黄渤海陆内活动区。岩石层形成时代早，厚度约70—100km。地壳厚度为30—50km。是陆内地震活动最强烈的地区（图2）。1556年以来曾发生大于和等于8级的地震达6次之多，多为壳内浅源地震，震源深度在10—20km以内。区内现代活动断裂发育，以北东向为主，控制着区域内的沉积边界及地震分布，其中深切地幔的郯庐断裂最为重要，以长江北岸一直延伸过渤海，长达700多公里。断裂带多次发生过强烈

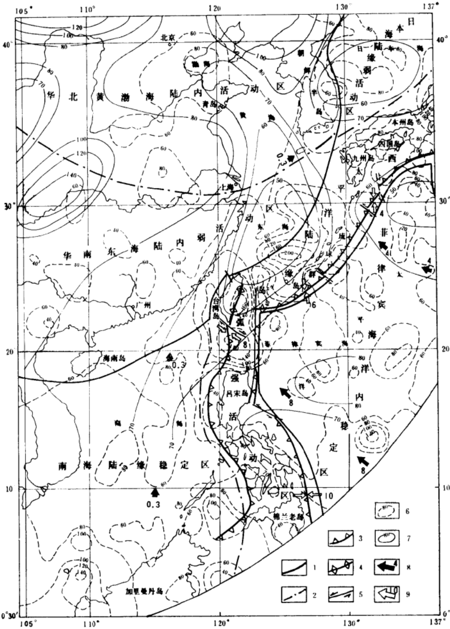


图 1　中国海区及邻域地球动力学分区图

1．一级分区线；2．二级分区线；3．俯冲边界；4．碰撞边界；5．转接边界；6．热流趋势等值线（mW/m²）；7．上地幔低速层埋深（km）；8．绝对运移速率（cm/a）；9．相对运移速率(cm/a)

表 1　中国大陆及邻近海域地球动力学特征表

地球动力学参数	东亚大陆区		大陆边缘区			菲律宾海洋区	规律性
	华北、黄渤海陆内活动区	华南、东海陆内弱活动区	日本海陆缘弱活动区	西太平洋陆缘岛弧强活动区	南海陆缘稳定区		
上地幔低速层埋深(km)	70—100	60—80	50—70	40—70	70—80	50—80	厚度变化大，结构不均一
莫霍面深度(km)	30—50	24—40	12—24	17—32	10—24	8—18	海陆差异大
地壳性质	陆壳	陆壳	过渡壳	过渡壳	过渡壳	洋壳	
均衡异常 Δg_2 (mGal)	0—20 近于补偿	−20—0 与地形反相关	0—20 近于补偿	正/负>100，异常狭窄，正负相间，梯度大	东部 0—20，西部−20—0，近于补偿	0—20 均衡程度较高	分区性明显
最大水平主应力	NEE 85°	NE10°—170° 向东南作辐射状	NW 50°	垂直于岛弧走向	NW 50°—10°		主要为菲律宾海板块俯冲，其次为印度洋板块碰撞
地热流值 (mW/m²)	40—80，渤海、合肥有二高值区	40—60 幅值变化不大	60—100	60—200	60—80	60—140	陆区为低值，洋区为高值，岛弧-海沟区变化大
震中分布	广泛	集中于东海沿海	广泛	密度高	稀疏	稀疏	
震源深度 (km)	10—20	10—20	中西部 >300	30—100	北部 10—20	10—20	分带性强，集中于岛弧-海沟区、渤海中部（郯庐断裂带与渤海断裂带交汇处）
地震活动性	强度大	较弱	较弱	频率高，速度大	微弱	微弱	
活动断裂	发育	沿海一带及东海陆架发育	不发育	十分发育	发展	不发育	区域动力状态
运移速率 (cm/a) 及方向	0.3			4—10	0.3	4—8	菲律宾海板块向欧亚板块俯冲
	NE			NS 到 EW	NNE	NW	
活动程度	稳定→活动	微弱	微弱	强活动	平静	平静	分区依据

地震，并有玄武岩喷发，1668 年郯城附近发生的 8.5 级地震是我国东部地区最大的一次历史地震。在郯庐断裂和北西向的燕山—渤海断裂带的交汇地区，地震更为频繁。新生代盆地以张性断拗为主，沉降幅度较大，最大沉积厚度达 10 000m。均衡重力异常值为 0—20mGal，属近补偿状态。地温场比较平稳，一般热流值在 40—80mW/m² 之间，在合肥和渤海有两个大于 80mW/m² 的热流区。郯庐断裂以东块体以 0.3cm/a 的速率向北东方向滑移是一个由稳定向活动转化的地区。

I_2，华南、东海陆内弱活动区。岩石层厚度一般为 60—80km。地壳厚度自西向东减薄约 20—40km。区内地震活动比较微弱，仅在长江中下游及东南沿海一带的活动断裂及断陷盆地内发生过 7 级或 8 级地震，如江汉盆地、百色盆地、邵武-河源断裂以及福建泉州等处在大陆内部只发生过一些零星的 6 级地震。活动断裂主要分布在东海陆架及东南沿海一带，东海陆架自中生代到现代均有断裂活动，以北东向断裂为主，断裂切割深度大，控制着海区的构造分区和盆地演化。沿着断裂带伴有岩浆侵入、喷发。新生代盆地以张性为主，东海陆架盆地最大沉积厚度达 12 000m。均衡重力异常值为 −20—0mGal，与地形呈负相关。地温场平稳，一般热流值为 40—60mW/m²，东南沿海略有增高。此区

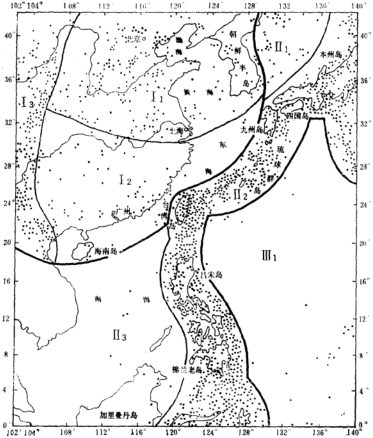


图2 中国海区及邻域地震震中分区图

I₁、华北黄渤海地震活动区；I₂、华南东海弱地震区；I₃、中国西部强地震区；II₁、日本海弱地震区；II₂、西太平洋岛弧强地震区；II₃、南海地震平静区；III₁、菲律宾海平静区

为微弱的活动区。

II，大陆边缘区：介于大陆大洋之间，包括由琉球海沟、菲律宾海沟、日本列岛、台湾岛、吕宋岛、棉兰老岛以及日本海盆、冲绳海槽、南海海盆所组成的沟-弧-盆地区，根据其活动程度又可分为三个小区：

II_1，日本海陆缘弱活动区。岩石层和地壳厚度薄，分别为50—70km和12—24km，区内地震分布广泛，且多为中深源地震，有的震源深度超过300km，在靠近朝鲜半岛和日本岛附近的地带偶尔发生个别浅源地震。活动断裂不发育。均衡重力异常值为0—20mGal，有一些幅度不大的局部异常，表明此区不同程度地接近于均衡补偿状态。热流值略高，一般为60—100mW/m²，属中高热流值区。

II_2，西太平洋陆缘岛弧强活动区。岩石层和地壳厚度变化很大，岩石层一般厚约40—70km。台湾以北地区，厚度仅37km。岛弧地区地壳厚度约20—30km，两侧为10

余公里。此区为现代活动板块边缘接触地带，地震活动强烈，地震震中密集程度远高于其它地区。其中台湾以东海域是菲律宾海板块同欧亚板块相碰撞地带，地震活动频率高，强度大。自1900年以来，已发生8级地震2次，7—7.9级地震36次，6—6.9级地震179次。区内活动断裂十分发育，以北东向正断层为主，其次为北西向断裂，它们多具走滑性质，岩浆沿断裂带活动强烈，岩石类型齐全，从基性到碱性均有，而以喷发岩占绝对优势，呈带状分布，极为壮观。均衡重力异常值>100mGal 正负相间，形态狭长，两侧水平梯度很大 正异常对应于岛弧，此处大陆地壳与大洋地壳相叠加，表现为质量盈余。负异常对应海沟，呈现明显质量亏损的极不均衡状态。在台湾及其南部海域，热流值为180mW/m²，其北部冲绳海槽热流值高达200mW/m²，属高热流值区，这和岩石层厚度减薄，地幔上涌有关。

II_3，南海陆缘稳定区。岩石层厚度为70—80km，地壳厚度在海盆中部仅10km，周边约24km，明显减薄。区内天然地震稀疏微弱，只在北部靠近陆地的浅海地带和南部的礼乐滩附近发生过个别6级左右的地震。北西、北东、近南北向三组现代活动断裂均有发育，其中北西向断裂切割深度大，在盆地的发展演化中一直起重要作用。均衡重力异常值西部为-20—0mGal，东部则为0—20mGal，个别地区达60mGal，属近补偿状态。热流值为60—80mW/m²，为中低热流值区。块体以0.3cm/a 的速度向北北东方向移动。

III、菲律宾海洋区，是一个典型的由大洋地壳构成的深海平原。岩石层厚度在北部靠近日本列岛处为50—60km，南部为70—80km，地壳厚度仅8—18km。地震活动微弱，除西北角靠近台湾东部地区地震活动相对集中之外 没有5级以上的地震。区内活动断裂不发育。均衡重力场以正异常为主 异常值在0—20mGal之间，局部异常少而且幅度小，仅在西部濒临海沟处才有大于20mGal的异常值，其总体均衡程度较高。地温较低，热流值为20—80mW/m²，南部热流值较高，热流值达140mW/m²，这可能与局部岩浆活动有关。块体以东京附近为支点，向西北方向俯冲，移动速率自北向南由4cm/a增至8cm/a。但块体内部十分稳定，因而划分为稳定区。

二、地球动力学特征分析

中国海区及邻域各区块之间所呈现出的种种差别与其大地构造演化、地壳和上地幔结构以及地球动力学环境等因素密切相关。

（一）大地构造演化

东亚大陆和大陆边缘区是由一系列块体几经聚敛与离散最后拼合在一起的。各块体在演化过程中，其拼合时代和拼合方式各不相同，因而其地球动力学特征具有明显的分区性。

在古全球构造发展阶段中，太古宙（Ar）和元古宙（Pt）时期，中国东部华北、扬子、华南、印支和南海等块体分别由陆核稳化成台，其中华北块体和扬子块体于元古宙晚期拼接成最早的古中国大陆。元古宙至古生代（Pz）时期，上述块体几经聚敛与离散。海西期，经过中间阶段的全球性调整，形成统一的欧亚大陆。

印支运动地壳演化进入新全球构造发展阶段，联合古陆解体，太平洋开始形成，各块体之间按统一的全球地球动力学体制作有规律的相对运动。

中生代（M_3）期间，特提斯海的启闭，使中国大陆受到严重的挤压、改造，晚白垩世到渐新世（K_2—E_3）时期，印度洋板块北移，在雅鲁藏布江与欧亚板块碰撞，中国西部处于印度次大陆与西伯利亚两个刚性块体之间，地壳缩短增厚。中国东部阻抗很低，地应力向东发散、扩张，形成了一系列北东向张性断陷盆地，在南海则发生了西南海盆的第一次扩张。此时太平洋板块开始形成，逐渐对中国东部产生影响。

渐新世末中新世初，太平洋板块运动由北北西转变为北西西向，菲律宾海区板块向东亚陆缘俯冲，琉球海沟、岛弧和弧后盆地开始形成，菲律宾海亚板块与台湾正面碰撞，将台湾弧推挤成山。南海海底在马尼拉海沟向东俯冲，菲律宾海亚板块在菲律宾海沟向西俯冲，形成了两洋夹一弧的对冲格局。中晚渐新世，南海第二次扩张，中央海盆形成。太平洋板块对欧亚板块的挤压，改变了中国东部应力场的性质，蠕散拉张活动停止，最后形成目前这种沟、弧盆的大地构造体系。

（二）地壳与上地幔结构

东亚大陆区，大陆边缘区，菲律宾海板块区，分别对应着陆壳、过渡壳、洋壳三种不同性质的地壳结构。

东亚大陆区，经历了数十亿年的发展历史，其地壳结构复杂，岩石层厚度大，上地幔低速层埋深一般为70—80km，鄂尔多斯北部达125km，秦岭、大别山地区为105km四川盆地最深，可达141km。地壳西厚东薄，莫霍面自西向东逐渐抬升，兰州以西莫霍面深度为62km，华北、华南、渤海、黄海莫霍面深度为40—30km，东海陆架则抬升到28km。华北、黄渤海地区和华南、东海陆架区，都有巨厚的沉积岩类和花岗岩类地壳层，而无玄武岩类地壳层，属典型的大陆地壳。

华北、黄渤海地区与华南、东海陆区虽同属东亚大陆区，且岩石层和地壳厚度差异不大，但它们的活动性不同，前者强，后者弱，究其原因可能与其地壳速度结构有关。

华南地区地壳速度结构比较简单，速度由浅到深逐渐加大，壳内无低速层。地壳速度平均值较高，且随深度增大，其速度增加率亦较大。华南地区P波平均速度为6.4km/s，速度增加率为$0.05s^{-1}$[1)]。

华北区地壳速度结构比较复杂，许多地区地壳中部有低速层（图3）。地壳速度平均值较华南地区低，P波平均速度为6.21km/s，速度增加率为$0.035s^{-1}$。

近年在华北地区进行的地震测深工作表明，该区地壳可分为上、中、下三层。中层地壳是一个低速层，层内最低速度为5.5km/s，厚度为11—13km，埋深约17—19km[2)]。此低速层在构造演化中十分重要，它是地壳中相对柔性的夹层，为地壳运动提供了层间滑脱面，造成块体断裂，发生地震，华北地区多数中强地震均发生在这一层内。因而推测此为华北地区地壳活动较强的一个重要原因。

华南地区无低速层，缺少柔性滑脱面，故该区相对比较稳定，为弱活动区。

1）朱介寿，我国大陆深部构造的地球物理研究。

2）张先康等，文安一坝县地区地壳结构的初步研究，第一次全国地壳与上地幔物理学术讨论会论文集。

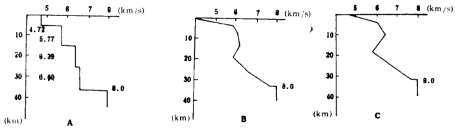


图3　中国东部陆区地壳速度结构图

（据马杏垣，1987）

A. 华南地区；B. 华北平原南部；C. 华北北部

菲律宾海板块的出现仅数千万年，是一个较年轻的次一级板块，岩石层较薄，上地幔低速层埋深一般为50—60km，最浅处仅48km。莫霍面急骤抬升，埋深为8—16km，菲律宾海板块沉积物很薄，一般在75—100m之间，直接覆盖于玄武岩类地壳之上，而无花岗岩，属典型的大洋型地壳。由于板块地壳结构简单，故内部比较平稳，无强地震活动。

大陆边缘区是介于陆壳和洋壳之间的过渡带，是印支期以来增生于欧亚板块南缘的一个狭长的块体，构造极其复杂。由于菲律宾海板块的俯冲，形成沟-弧-盆体系，以及板内的褶皱、隆起。该区岩石层厚度变化很大，上地幔低速层埋深一般为60—70km，冲绳海槽为48km，在台湾以北地区仅37km。地壳厚度变化也很大，莫霍面埋深有的地区接近大陆区，大于33km，有的接近大洋地区，小于10km。琉球、台湾、菲律宾岛弧地带具有巨厚的花岗质岩层，表现出陆壳性质。日本海盆、南海深海海盆具有大洋型地壳的性质与结构，未固结沉积岩类地层直接覆盖于玄武岩地壳之上，南海的西沙、中沙、南沙群岛，具有陆壳性质，沉积层不发育。

根据卫星重力异常资料分析可知陆区和洋区不仅地壳结构差异较大，而且上地幔结构也有很大的差异，在低阶次卫星重力异常中，大陆区的卫星重力异常一般表现为负异常，而大洋海盆区卫星重力异常多为正异常。大陆边缘区，卫星重力异常的变化较大，既有幅值较大的正异常，也伴随有较大幅值的负异常，这些特征反映了本区上地幔构造的复杂性。

（三）地球动力学环境

东亚大陆和邻近海区，在地球的发展进程中，一直处于十分活跃的地位，印支运动使泛大陆解体从而进入新全球板块构造阶段，此后各种地质现象都与欧亚板块、太平洋板块、印度洋板块间的相互作用紧密相关。

晚白垩世至渐新世时期印度洋板块北移，与欧亚板块碰撞对中国西部产生了强烈的水平挤压应力，造成地壳缩短增厚，青藏块体强烈上升，其作用力向北影响到新疆地区，向东北方向作用于华北黄渤海地区，向东南方向作用于华南、东海地区，向大陆内部传递的影响半径大约为2 000到2 500km。是东亚大陆区的部分动力来源，尽管其强度是逐渐减弱的。

渐新世末，中新世初太平洋板块向北西方向运动，俯冲于日本列岛和马里亚纳群岛之下。

上新世末至更新世初菲律宾海亚板块以东京为支点向北北西转动，向东亚陆缘俯冲。在琉球群岛和东海处以 55° 左右的倾角向下俯冲，俯冲的水平距离约 150km，俯冲深度达 230km。台湾附近没有明显的倾斜震源带，说明在台湾岛东侧，不存在板块之间的俯冲现象，而显示的是相互碰撞或水平滑动。在吕宋岛中段，南海地块沿马尼拉向东俯冲，菲律宾海板块沿菲律宾海沟向西俯冲，在巴勒处显示出“对撞式”的三角形震源分布(见第 191 页图 3)。

菲律宾海板块向东亚大陆的俯冲，在琉球、台湾、菲律宾岛弧区所造成的构造活动十分强烈，形成了西太平洋强活动带，但其俯冲力通过岛弧外侧的大地震以及弧后深部的非弹性形变有所消耗，对东亚大陆岩石层的影响已减弱了。

东亚大陆区虽处于西部印度洋板块碰撞作用和东部菲律宾海板块俯冲作用的夹持之下，但二者的作用力都较弱，故华南、东海地区显示出稳定的特征。华北、黄渤海地区活动较强，其原因比较复杂，可能与块体内部密度不均所造成的重力分异作用，以及深部地幔上涌有关。

三、现代构造应力场及力源

块体间的构造活动绝非是杂乱无章的，而是在统一的应力场驱动下遵循一定规律进行的。

统计分析原地应力测量、第四纪活动断层、节理、火山口的定向排列等地质现象，以及依据震源机制解得到的震源应力场可以研究现代构造应力场。

原地应力测量引用了钻孔崩落、应力解除、水压致裂以及超声波井下电视四种资料共计 138 个。其中钻孔崩落数据 64 个，深度达 1 000—5 000m；应力解除法深度较浅，最深数百米，有 59 个数据；水压致裂法数据 13 个；井下电视数据 2 个。

震源机制解采用震源 P 波初动解法，根据现有资料，选取了比较可靠结果的地震 226 个。

综合上述资料，获得中国海区及邻域的现代构造应力场有如下特征（图 4）：

(1) 构造应力场也具分区性。

华北、黄渤海地区，原地应力测量结果表明，最大水平主应力方向以北北东为主，平均约为北 85° 东。渤海内有两个钻孔崩落数据，最大水平主应力方向为北 65° 东和北 64°东。渤海沿岸唐山地区三个崩落点的最大水平主应力方向为北 83° 东。黄海西部陆缘区钻孔崩落资料所得出的水平主压应力方向为北 87° 东。辽东湾附近主压应力方向平均为北 86° 东。渤海里的两个方向为北 65° 东和北 64° 东的点，主要受郯庐断裂向北延伸部分的影响所致。

震源机制计算结果，华北、黄渤海地区主压应力轴走向均在北 70° 东左右，同水平面夹角都小于 20°。震源错动性质为具有少量正断层分量的走滑断层活动。这表明此区正处在一个比较强的现代构造应力场的统一作用之下，这个应力场是以北东东-南西西走向的水平主压应力和北北西-南南东走向的水平主张应力为其特征。

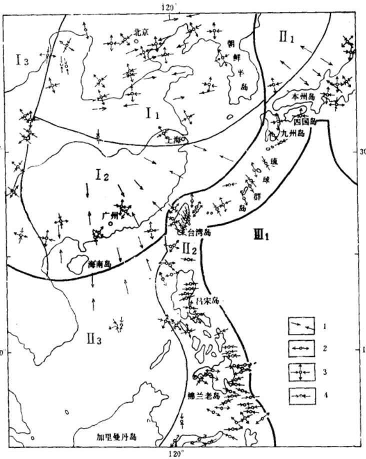


图 4　中国海区及邻域现代构造应力场分区图

1. 原地应力测量主压应力方向；2. 地震机制解主应力水平投影（正断层）3. 地震机制解主应力水平投影（走滑断层）；4. 地震机制解主应力水平投影（逆断层）

I_1.华北、黄渤海地区；I_2.华南、东海地区；I_3.中国西部地区；

II_1.日本海地区；II_2.西太平洋岛弧地区；II_3.南海地区；III_1.菲律宾海地区

华南地区水平主压应力没有统一的方向，而是以内陆为中心向东南陆缘呈辐射状展布。应力解除资料绘出中南地区主压应力方向为北 60° 西，广东一带平均为北 53° 西，珠江口一带为北 37° 西，北部湾地区为北 13° 西。海南岛上第四纪火山口排列方向大致为北 20° 西。东海地区有 7 口钻孔崩落资料，最大水平主压应力方向的平均值为北 68° 西。

从震源机制计算结果来看华南、东海地区的一致性不如华北、黄渤海地区，主压应力轴走向为北北西到北西西，平均走向为北西向，同水平面夹角小于 45°。震源性质为具有少量逆断层分量的走滑断层。

日本海及邻区，日本学者在西南日本海区用水压致裂法实测了 10 多个点。结果表明，最大水平主压应力方向与岛弧延伸方向大体垂直，为西北向。这显然与太平洋板块

的俯冲作用有关。

岛弧-海沟区，由震源机制解得到的岛弧构造带各段的应力场特征差异较大，但总的趋势大体以垂直于岛弧走向的水平压应力为主。但在海沟外侧和弧后盆地内存在水平拉张的应力状态。台湾岛以东地段的现代构造应力场同华南地块有相似的特征，即以北西西走向的水平主压应力为主。震源错动性质多种多样，走滑断层、逆断层和正断层都有。正断层活动的震源错动多发生在岛弧构造带两侧。逆断层活动多发生在海沟靠岛屿的内侧，与板块的俯冲活动有关。走滑断层多发生在岛上，与岛上的横断层活动有关。

南海地区，据南海北部的钻孔崩落结果得出的最大水平主压应力方向自东而西为北西 50°—10°，这与沿海附近陆区的主压应力方向基本一致。本区只有零星的地震活动，只得到两次地震震源机制解结果，且均在南海海盆金盾暗沙附近，其主压应力方向与原地应力方向与原地应力结果一致，为北北西向，震源错动可能具有逆断层分量的走滑断层性质。

菲律宾海区：因资料缺乏，未深入研究。

(2) 各区应力状态一般地说地应力值的增加率都随深度的增加而上升，但应力方向不变（图 5)。

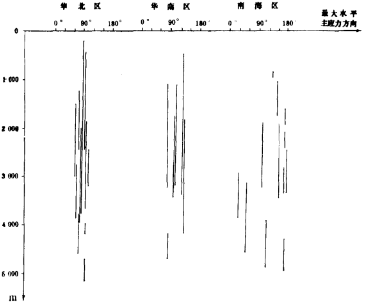


图 5 最大水平主应力方向随深度的变化

(高建理提供)

从图 5 可以看出，华北地区内最大水平主应力方向十分集中，基本在北东 80°— 100° 之间，随着深度的增加更趋稳定一致。华南地区情况则有所不同，最大水平主压应力方向分布在北东 90°—180° 之间，但方向随深度的变化并不明显。南海地区最大水平应力方向从南东变到南南东，随深度的变化也不十分明显。

(3) 区内现代构造应力场以水平主压应力为主。

地震机制解绘出的结果表明，华北、黄渤海地区主压应力轴同水平面的夹角小于20°。华南、东海地区主压应力轴同水平面夹角小于45°。

原地应力测量所取得的数值表明，华北地区及邻近海域三向主应力之间的关系为 $S_H > S_V > S_h$（此处 S_H 为最大水平主应力，S_V 为垂直主应力，S_h 为最小水平主应力）。华南地区及邻近海域三向主应力之间的关系为：$S_H > S_h > S_V$。

两种资料均显示出区内现代构造应力场以水平主压应力为主。

上述特征表明，中国东部陆区及邻近海域构造应力场的力源，主要来自印度板块向欧亚板块的碰撞和菲律宾海板块向东亚大陆的俯冲。这种双重作用力构成了中国海区及邻域现今应力场的格局。

在此区域性应力场背景上还存在一些较强的局部应力场，根据2—36阶卫星重力球谐系数所计算出的地幔流应力场，秦岭一带有一个强的地幔流上升区，由于地幔物质上升，中部产生张性断裂，并在两侧出现地堑盆地，其应力方向以宝鸡为中心呈放射状展

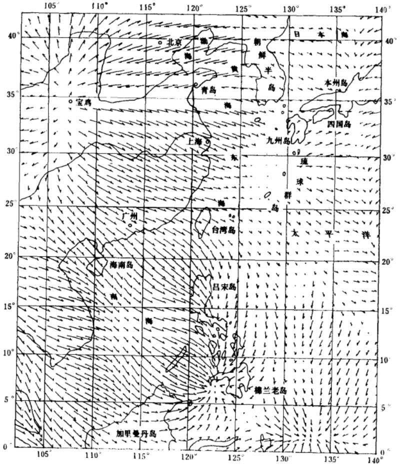


图6　中国海区及邻域地幔流应力分布图

布，与中国东部陆区现今应力场是一致的，此应力场对东亚大陆区的影响远大于印度板块的碰撞作用，成为现今东亚大陆区的主导应力场。棉兰老岛附近有一个明显的地幔流会聚中心，呈现出以下降流为主的地幔流应力场，也成为该区的主导应力场(图 6)。

四、驱 动 机 制

关于板块驱动力问题，一直众说纷云，如隆起（火成）说、冷缩说、膨胀说、脉动说、深成分异说等等。本区现有的地质、地球物理资料表明，地幔流说更具有说服力。

地幔物质虽说是固体，但在高温和长时间力的作用下已具有塑性，因而在地幔中发生对流是有可能的。

地幔流有两种类型，重力对流和热对流。

重力对流发生的条件是：当两种或更多种不同密度的物质混杂在一起，而较轻的物质分布在下部时，则有可能发生对流。本区地壳和岩石层在横向上和纵向上都常常显示出其物质密度的不均匀性，宋仲和等利用适配滤波频时分析技术得到中国及其邻区 200 km 深度范围内三维 S 波结构结果表明：该区的 S 波速度结构在横向上和纵向上都是不均匀的。各大区块之间有明显的速度差异，华北黄渤海地区地壳和上地幔的平均速度较小，华南、东海地区的地壳和上地幔的平均速度较大，区块内部次一级单元之间 S 波速度结构也有差异。低阶次卫星重力异常资料表明，区内地幔的密度分布也是不均匀的，大陆地区地幔密度较小，而大洋盆地中密度较大。总之，不论是地壳还是上地幔，都存在着密度差异。活动最强烈的地区也是密度最不均匀的地区，如岛弧地区、华北地区。地壳、地幔结构比较均一的地区，也是相对比较稳定的地区，如南海、华南地区。

热对流是相同密度的物质由于温度的差异而引起，当下部物质变热时，密度变小，而上浮产生对流。这种热对流可以发生在地幔中，也可以出现在浅部地壳中。东海冲绳海槽就是一个由热对流作用而产生的边缘海盆地，菲律宾海板块在琉球海沟处俯冲，使地幔内部产生热能以致使其密度变小，而低密度的地幔物质上隆（即所谓的异常地幔），使该处的岩石层发生扩张，造成现今的冲绳海槽。在南冲绳海槽处有热流的极大值（可达 $200mW/m^2$)(图 1)，就是热地幔物质上涌所致。自地表到地下深处，地温逐渐升高，地幔处温度可达上千度。地球内部为了达到热平衡，便会产生热对流。另外，地壳中广泛地散布着铀、钍、钾等放射性元素，它们衰变产生地壳内部的热能，当热能积累到一定程度，这种热能便会传递给邻近的岩体，从而产生地壳内部的对流形式，以达到新的热平衡。

2—36 阶地幔流应力场，基本上反映了岩石圈底部由于热对流所引起的切向应力，其与现今构造应力场的一致性，也是对地幔流学说的一个有力的佐证。

五、结　　语

近三十年，中国海区及邻域进行了大量地质、地球物理调查工作，为地球动力学研究提供了宝贵的资料。在对多种地质、地球物理资料进行综合分析对比之后，获得如下几点认识：

（1）中国海区及邻域地球动力学特征具有明显的分区性，根据地壳现今的活动状态将该区分为三大区，六小区。

（2）各区地块的地球动力学特征与大地构造演化、地壳和上地幔结构，以及其地球动力学环境密切相关。

（3）区内现代构造应力场也具有分区性，在三项主压应力之间以水平主压应力为主。

（4）中国海区及邻域构造应力场的力源主要来自印度板块和菲律宾海板块向东亚大陆区的俯冲。东亚大陆区除受印度板块对欧亚板块的碰撞作用外，其西部在秦岭一带还存在一个张性力源对其影响更甚。

（5）区内广泛存在着密度不均匀和热差异，同时还有一系列的低速界面，如上地幔低速层，华北地区地壳中的低速层等，都为区内产生地幔对流作用提供了有利条件，种种迹象表明该区驱动板块的动力机制主要是地幔对流作用。

S波三维速度结构

地壳、上地幔速度结构与地球内部热状态、物质组成、大地构造单元及其演化、地幔对流以及地震活动、矿产分布均有密切的关系。面波频散方法是研究地壳-上地幔大尺度结构横向和纵向不均匀性的强有力手段。

早年的峰-谷法（Ewing *et al.*，1952，1957）对频散突出的信号比较有效，但比较粗糙。用傅里叶变换得到频散数据的方法（Sato，1955）改善了峰-谷法，适用于高信噪比的频率范围。近20年来发展的频时分析滤波技术（Landisman *et al.*，1969；Dziewonski *et al.*，1969）提高了频散测量的精度和分辨率。为了解决横向不均匀的问题，Yu和Mitchell（1979）提出了“纯路径”方法，得到一路径上分段速度模型，这种方法受到先验地质或地理假设的限制。80年代以来，Nakanishi和Anderson（1982）、Dziewonski和Anderson（1984）用球谐分析得到全球范围的地幔横向非均匀的速度结构模型。Feng等（1983）和庄真等（1987）则用适配滤波频时分析和网格反演方法研究了欧亚大陆和太平洋地区的三维速度结构。

在中国除了较早期用面波频散得到的全国性和区域性的结果（曾融生等，1963；宋仲和等，1965a,b；李白基，1977；冯锐等，1981；陈国英等，1985；孙克忠等，1985）外，近年来在方法研究上也取得了不少进展，如傅淑芳等人（1988）提出的将平面长方形区域内面波资料表示成二维傅里叶级数反演其系数为深度的函数，徐果明给出的球面Radon变换法（Xu，1988）。这里利用适配滤波频时分析技术和改进了网格反演方法得到了中国东部及邻海地区三维S波速度结构。

我们选用了中国27个基准台763长周期地震仪及WWSSN 3个台（喀布尔、伊斯兰堡和新德里）长周期地震仪的资料，选用的地震是1985—1987年中国境内及相邻地区的75个浅源地震。经过筛选，得到台站及震中分布（见图1）。震源参数选自ISC报告。研究区内的路径总长度占总长度的98.4%，对研究区外部分，根据所在地区具体速度结构给予补偿。可分辨的最大周期决定于震级和噪声水平，这里所用资料可分辨的周期范围为10.45s—157.70s，根据群速度频散曲线勾画具体情况，我们只选10.45s—113.80s的资料。

试验结果表明，对于763长周期地震仪的记录，适配滤波技术中均能显示出滤波器起的主要作用。这种滤波器可提高时间域和频率域的分辨率，从而扩大了资料的使用范围，得到较好的混合路径频散曲线，其群速度的测量误差小于0.03km/s。由于网格的划分不依赖于地质构造条件，因此所得结果不存在先验假设的问题。文中采用按纬度和$tg^{-1}(1/4)$斜线划分为每格$4°\times4°$的网格（见图2）。网格反演的群速度标准偏差为0.12km/s。构造反演群速度均方差为0.01km/s，协方差一般小于0.05km/s。穿透的最大深度（波长乘以0.3—0.4）约为160—200km。图3给出了各地区纯路径频散曲线的比较及一般理论与实测频散拟合情况。

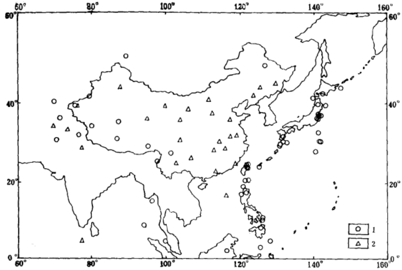


图 1　台站及震中分布

1. 震中；2. 台站

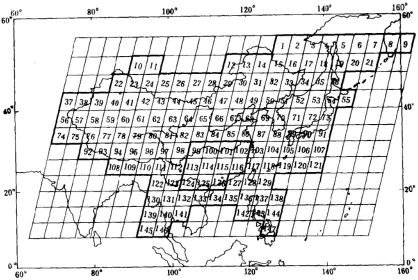


图 2　中国大陆及邻近地区的分格标号

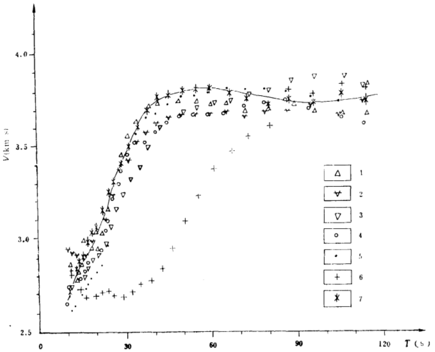


图3 各地区纯路径频散曲线

1. 华北平原；2. 渤海；3. 扬子块体；4. 台湾北部及附近海域；5. 巴士海峡及台湾南部；6. 青藏高原；7. 华南沿海及其拟合情况

所得结果用瑞雷波群速度分布框图（图4—5）、不同深度上SV波速度分布框图（图6—7）、纵剖面SV波速度等值线图（图8—13）、地壳平均速度分布图（图14）以及莫霍面埋深、上地幔低速层埋深图（图15，16）来表示，并结合大地构造分区加以分析。从图9—11可见：除内蒙古—大兴安岭地区外，中国东部及相邻海域、日本海、日本岛弧、琉球岛弧在37km的深度上均已处于上地幔中；除内蒙古局部地区和日本西南部外，广大华北、东北和海域在85km深度上已为上地幔低速层，且在140km深度上除日本西南角外，上述地区均为低速层。华南地区上地幔速度比较高，是比较稳定的地区，但东南沿海可能存在上地幔低速层。图4—7，14—16表明东部海域和沿海地区存在北东向条带状结构，扬子块体、华南褶皱系存有向朝鲜半岛延伸以及中朝块体与扬子块体间近东西向的分界向海域延伸的迹象。从图5上还可见到菲律宾海板块向岛弧下插的角度变化（图13上菲律宾海板块已插到东海陆架下）。下面将所得结果作如下分析。

S波速度结构与大地构造单元关系密切。研究区所涉及的几个大地构造单元速度结构有明显的差别。

（1）扬子块体（101—102格）是晚元古代形成的古中国陆块，其中研究区涉及的湖北中西部是最初阶段形成的古陆核，其速度结构表现为：地壳平均速度不很大，为3.55—3.63km/s，壳中无低速层，重力分异良好，上地幔无低速层，地壳为33—36km厚，具有明显的稳定地区速度结构特征。华南褶皱系（114—115格）和东南沿海褶皱系（116格），

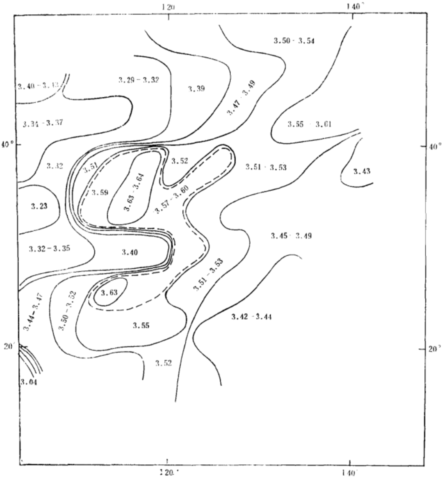


图 4　$T = 34.57s$ 群速度分布框图（km/s）

分别是古生代加里东旋回和更晚的华力西旋回时期形成的，于志留纪末转化为地台并入扬子块体，晚三叠世以来成为西太平洋大陆边缘活动很重要的一部分。这里 115 和 116 格最为突出的特征是下地壳厚达 20km，且其中速度高达 3.9—4.0km/s。无明显中地壳，上地幔埋深为 78—80km，速度为 4.30—4.40km/s，且有较薄的低速层，其厚度随着其形成时代渐晚而加大。上地幔盖层平均速度较大，约为 4.5km/s。苏北一南黄海地区（69，86 格）为扬子一京畿的东北延伸部分，燕山运动以来扬子块体经受了强烈的改造，其东北部形成苏北一南黄海盆地，其速度结构既反映出（图 4，5，7，16）它与扬子块体有某些联系，也明显地表现出强烈构造运动的巨大影响。69 格为北黄海和南黄海复合地带，这里地幔盖层和下地壳平均速度比渤海和其东的朝鲜半岛北部（70 格）稳定，上地幔有明显的低速层，但埋深较周围地区大，为 92km。与之相连的苏北地区低速层埋深亦较大，为 90km，且其厚度比相邻地区小。

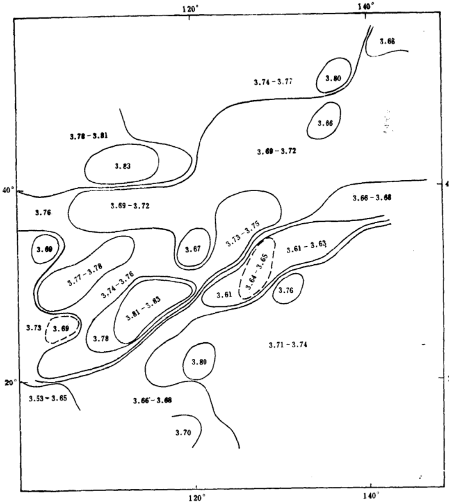


图5　$T=79.53\text{s}$ 群速度分布框图(km/s)

(2) 中朝块体：本研究区涉及的是鄂尔多斯以东的地区。中朝块体是中国最古老的陆核，块体的最后形成是在1 700Ma以前。晚三叠世印支运动后该块体的构造格局发生了根本性的改变，块体被活化了。燕山旋回期间北部燕辽、内蒙古等地有大规模中酸性为主的火山喷发和花岗岩岩浆侵入並发生强烈褶皱、断裂。新生代以断块升降为主，并有玄武岩岩浆喷发，形成巨大的汾渭、五原—呼和浩特以及华北—渤海大型盆地。S波速度结构也表明了这些地区的非稳定性。北部胶辽和松辽地区(49—51格)地壳厚度为33—36km,向西变厚,燕山及其北邻(48格)为39km,内蒙古褶皱系(47格)变为43km；渤海(68格)为32km，华北平原(67格)为33km，但到鄂尔多斯(65格)则变为43km。在上述地壳厚度变化较大的条带恰恰是中国中部的重力梯级带通过的地区。研究区涉及的中朝块体部分的地壳平均速度为3.49—3.59km/s，其中华北平原、渤海、松辽南部和胶辽

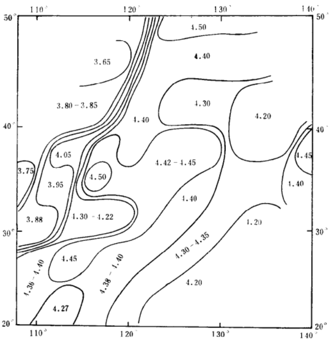


图 6　$H = 37$km 处 SV 速度(km/s)分布图

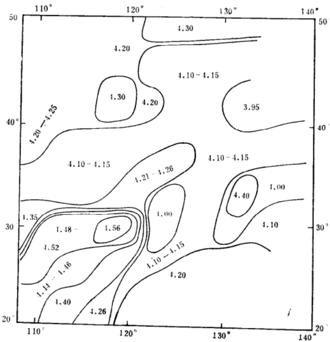


图 7　$H = 140$km 处 SV 速度(km/s)分布图

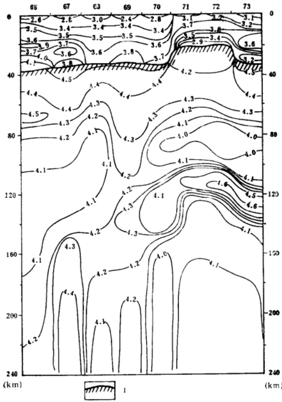


图 8　纵剖面 SV 速度(km/s)分布

横坐标为网格号；1.莫霍面

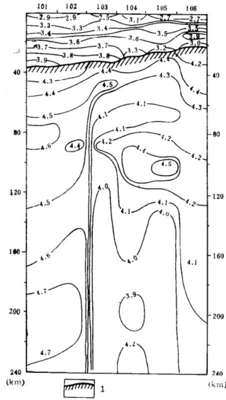


图 9　纵剖面 SV 速度(km/s)分布

横坐标为网格号；1.莫霍面

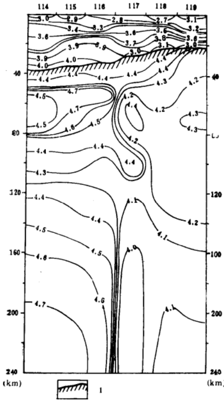


图 10　纵剖面 SV 速度(km/s)分布

横坐标为网格号；1．莫霍面

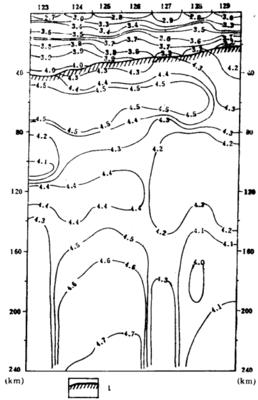


图 11　纵剖面 SV 速度(km/s)分布

横坐标为网格号；1．莫霍面

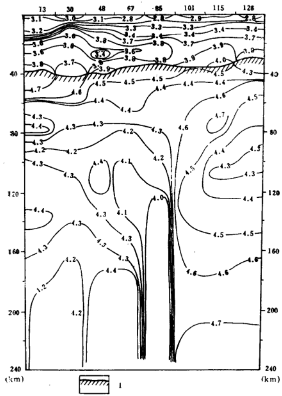


图12　纵剖面 SV 速度(km/s) 分布
横坐标为网格号；1．莫霍界面

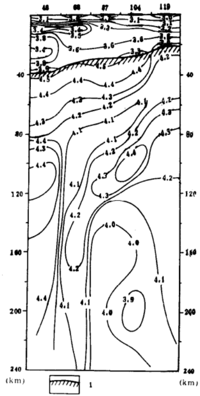


图 13　纵剖面 SV 速度(km/s)分布
横坐标为网格号；1．莫霍界面

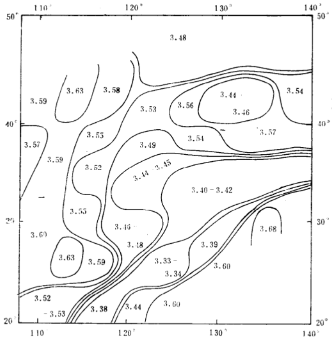


图 14　地壳平均 SV 速度(km/s)分布框图

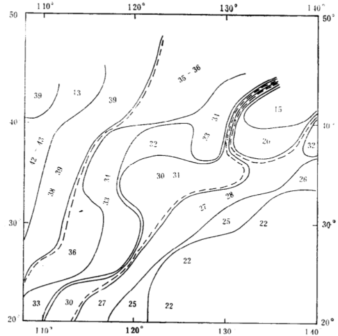


图 15　莫霍面深度分布(km)框图虚线表示变化大的地区

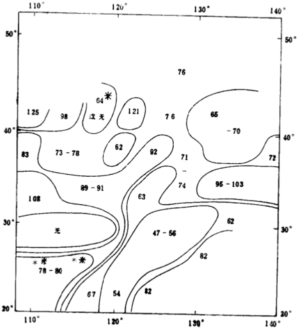


图 16　上地幔第一低速层埋深(km)分布框图

*和**分别表示低速层起始速度为 4.3 和 4.4km/s

东部最低，为 3.44—3.55km/s。山西隆起和华北平原（66—67格）壳内存在低速层，上地幔低速层埋深较小，为 73—78km，山西隆起的上地幔低速层很厚，而华北平原的低速层相对较薄。这可能是形成该地区地震活动频度高、强度大的深部构造条件。胶辽长白山区（50—51格）壳内有低速层，下地壳速度低达 3.43—3.65km/s，上地幔高速盖层平均速度低，约为 4.30km/s，其下低速层厚且埋深小，为 67—76km，这里正是中国东北深震活动区和著名的火山活动区——五大连池所在地。火山岩浆可能来自上地幔软流圈，上地幔盖层和下地壳由于存在岩浆通道而温度高，速度低或地壳中存在部分熔融物。松辽、燕山、内蒙古地轴及其北部内蒙古褶皱系是中朝和天山-兴安褶皱区两大构造单元边缘相接的复合地区（48，49格）。这里速度结构具有综合性质，即地壳中有低速层，地幔低速层薄且埋深大或层中速度较大（4.30km/s），是相对稳定的上地幔。该地区有过地震及火山活动。渤海与北黄海（68 格与 69 格北部）是中朝块体的一部分，形成于第四纪初，是在印度板块碰撞下，中国西部强烈挤压，东部处于拉张应力作用下形成的。这里地壳中无低速层，渤海地区上地幔低速层埋藏很浅，为 62km；地壳比较薄，为 32 km，呈明显岩石圈上隆裂谷式的拉张状态。

(3) 44°N 以北中国东北地区，是古大洋最终闭合线以北的天山-兴安褶皱区的南缘——大兴安岭、吉黑褶皱系(13—15，31—33格)和内蒙古褶皱系东部(30格)。46—51 格是构造复合地区，其平均结构已见上述。吉黑褶皱系与大兴安岭褶皱系速度横向变化很小，地壳厚度为 36km，壳内无低速层。这里地壳中重力分异良好，上地幔低速层埋深

较小为76km，但大兴安岭低速层内速度为4.20—4.30km/s，而吉黑褶皱系为4.00—4.20km/s。这两个地区是华力西期或更早形成的褶皱系，三叠纪印支运动以来无根本性的构造格局变化，是相对稳定的褶皱系。

(4) 边缘海：渤海与黄海为陆内海，而东海陆架和冲绳海槽和南海则属于边缘海。东海陆架是晚白垩世后华南褶皱系处于拉张状态，陆缘张裂沉陷向东蠕散，地壳变薄，海岸山脉解体后出现的大型盆地，其地壳结构仍应属于大陆型。中渐新世末菲律宾海板块转为向西北俯冲，形成琉球海沟-岛弧，而弧后扩张，在琉球岛弧西侧出现冲绳海槽。南海处于滨太平洋构造域与特提斯-喜马拉雅构造域的交汇地带，构造复杂，这里涉及南海的地区是北部湾、珠江口及台澎陆缘拗陷带和东沙隆起，但除127格为海域外，128格包括巴士海峡、台湾中南部，125—126格是桂粤南部与相邻南海北部，都是构造复合地区。桂南右江印支褶皱带是活动性较大的地台区，于晚三叠世印支运动形成褶皱带；钦州和十万大山区是华力西褶皱带，南海的形成时期与中国东部大部分盆地形成时期一致，台湾是喜马拉雅期形成的褶皱带。燕山、喜马拉雅期以后，陆缘海岩浆活动强烈。沿海地区及其相邻海域均以酸性为主，而冲绳海槽则岩石类型复杂。海域S波速度结构的共同特征是：地壳薄，东海陆架(104,117格)与台湾西南海域、东沙群岛一带平均为27km，巴士海峡、台湾、冲绳海槽(105，118格)平均为23—25km。地壳平均速度很低，为3.33－3.44km/s，下地壳均有低速层，其中速度低达3.00—3.30km/s，说明这里可能存在大面积低速的熔融物质。上地幔低速层埋深普遍较小，东海陆架和冲绳海槽最小，达47－56km，巴士海峡及其以西海域较深，为54—67km。东海陆架上地幔存在两个低速层：第一低速层为40km厚，第二低速层也很厚。冲绳海槽的上地幔顶部速度低达4.20km/s，可能是菲律宾海板块冲俯冲摩擦热造成的壳幔过渡层。此外，从图13可明显地看到菲律宾海板块向琉球岛弧下插的上地幔低速带的粗略形态。前面提到的南海地区的地壳-上地幔结构自东向西有明显的变化，东部巴士海峡、台湾一带地壳平均25km厚，东沙群岛及台湾西南海域地壳平均为27km，西部粤南及珠江口一带为30km，钦州、十万大山及北部湾平均为33km。东部地壳平均速度为3.38—3.44km/s，下地壳有低速熔融物质，与中国东部海域情况相同；西部平均速度则为3.52—3.53km/s，壳内无低速层，壳内重力分异良好。西部上地幔低速层比东部薄得多，且其中速度比东部大至少0.15km/s。这都表明南海北部及相邻大陆地区中，西部比东部稳定。

布格重力异常基本上受莫霍面埋深的控制。布格重力异常在很大程度上消除了地形质量的影响，在宏观上受地壳厚度和其密度结构的制约，壳内密度界面的起伏和不同规模的地质体形成宏观背景上的局部异常。中国东部大陆上布格重力异常基本为负值，海域基本为正值。异常值自深海区向大陆内部逐渐变小、冲绳海槽为40—80mGal，其南部局部出现100—160mGal，台湾西南到东沙一带为20—200mGal，到渤海东部、黄海、东海陆架则为0—20mGal，北部湾、珠江口一带约为0—－20mGal。大陆东部存在自大兴安岭向南南西方向经太行山、雪峰山通向越南的重力梯级带。此带以东除松辽平原、胶辽隆起南部、华北平原、苏北和朝鲜半岛中、南部为±20mGal外，其它地区多为－20—－40mGal。梯级带西侧邻区为－100—－150mGal。西南日本为弱负异常区，日本海北部比南部异常值大，为200—240mGal，南部为80—200mGal。胶辽隆起北部(50,51格)有一突出的负异常区，为－80—－160mGal。得到的莫霍面埋深分布图(图15)

表明：自海域向陆地莫霍面埋深加大。海域中冲绳海槽南部为23km，北部为25km。向西，东海陆架、台湾西南到东沙一带为27km。南黄海、苏北、胶辽南部、珠江口及其北邻大陆为30—31km。渤海、北黄海为32km，华北平原、长江下游平原、武夷山以东、桂南及朝鲜半岛为33—34km。梯级带东侧的松辽平原、江汉平原、江南隆起约为35—36km，而梯级带西侧则为38—39km，再向西，增为42—43km。以上情况表明莫霍面的埋深与布格重力异常分布基本一致。胶辽隆起北部的突出负异常区可能与低速层和岩浆囊有关。

上地幔低速层的起伏与热流值有密切关系。从本区地热流等值线图可见：大陆上中朝块体东部热流值比扬子-华南块体高，华北平原、长江中游北部的合肥、武汉一带热流值为60mW/m²，渤海地区热流值最高为80mW/m²，这可能与从稳定块体向活动转化有关，这里上地幔低速层埋深较浅，一般为70—90km。渤海裂谷区为62km。华南地区只在28°N以南有一些闭合小圆略高热流值区，为40—60mW/m²。扬子块体上热流值更低，这里上地幔无低速层，是最稳定的地区。28°N以南为华南褶皱系和东南沿海褶皱系，其上地幔低速层埋深虽较浅，但其层中速度较高。略高的热流可能与这里的古岩浆活动的残余热有关。在海域中，黄海和南海北部大部分地区热流值很低，上地幔低速层埋深也较大或低速层中速度高，这里是扬子-华南的延伸部分，是较稳定的地区。东海陆架，台湾西南至东沙热流值大于60mW/m²，热流值最高的地区是冲绳海槽、东海陆架东部、台湾及东邻海域、巴士海峡、日本岛东南部的东京、小笠原地区为80—180mW/m²。日本海南部约为80mW/m²。上述地区上地幔低速层埋深都很浅，其中最浅处为日本岛东南部、东海陆架、冲绳海槽和台湾、巴士海峡，其上地幔低速层埋深分别为43和47—56km。这些地区的高热流和上地幔低速层埋深小可能是由太平洋、菲律宾海板块的俯冲和碰撞的摩擦热造成的部分熔融岩浆所致。以上对比可说明高地表热流的热源主要来自上地幔低速层。

壳幔速度结构与地震、火山活动有一定关系。扬子-华南块体从速度结构上看是最稳定的地区，也是少震或弱震区，其东南沿海有较强地震活动，上地幔也存在有薄的低速层，壳内重力分异作用不完善。中朝块体的山西隆起和华北盆地地壳中有低速层，地幔低速层埋深较浅，北部燕山地区以及胶辽北部的速度结构也有类似的特征，这些地区地震活动的强度大，胶辽北部还是著名的火山活动区。日本东南部东京及小笠原群岛一带地壳中有厚低速岩浆囊，地壳平均速度低，上地幔低速层很浅，这里是伊豆-小笠原洋（脊）（太平洋板块与菲律宾海板块分界）向北接日本的静冈-丝鱼川断裂所在处，地震活动频度和强度都很高。东海陆架以东的海槽及岛弧地区、台湾及巴士海峡均是地震与火山的高活动区，这里是菲律宾海板块向岛弧下插的地区，其速度结构也有上述特征。虽然在一些地震活动很少地区，如中国东北松辽平原北部，上地幔低速层埋深也小，但总起来看，地壳和上地幔有低速层仍然是构造活动区的重要速度结构特征。

总括上述可得到如下认识：

(1) 不同大地构造单元（一级和次级）在深达200km以内的S波速度结构特征上都有显著的区别。S波速度结构不仅能反映前期各块体形成时的特征，而且对印支运动以来中国东部构造格架经历的强烈改造也有明显的表现。太平洋板块向欧亚大陆俯冲而形成的边缘海与大陆的速度结构差别十分明显，太平洋板块的俯冲形态，在群速度分布和

纵剖面图上有清楚的显示。

(2) 所得到的莫霍面起伏表示它对布格重力异常起主要控制作用。

(3) 地表热流值高处，上地幔低速层埋深也较浅，说明其热源主要来自上地幔低速层。当然多数上地幔低速层埋藏浅的地区地壳中也多有低速层。

(4) 地震及火山活动强的地区多存在地壳低速层且其上地幔低速层埋深也小。说明这可能是构造活动区的速度结构标志之一，其次重力分异作用完善的程度也是重要的标志。

(5) 深达 200km 范围内，即上地幔低速层，甚至低速层以下，都存在各大构造单元间的速度结构的差别，说明不同大地构造单元的形成可能有比软流圈更深的基础。

热 流 场

本研究区地质构造类型繁多。笔者利用已收集获取的公开出版和部分未正式发表[1,2,3]的地热流及地温梯度资料，通过分析、对比、筛选，在研究区域内共保留了1 024个点位资料。由于这些资料来源不同，测试条件不一，加之研究区域内不同部位地质背景的差异，这些地热场资料除包含深部及浅部地温场信息以外，往往还包含一些局部的、随机的干扰成分。这里试图通过对实测热流分布特征进行分析，结合地温场正演模型的一些试算结果，对热流资料进行适当的运算处理，压制其浅层、局部、随机的成分，以揭示不同区域的地热流场特征的差异，并给出一个相对合理的地质解释。

一、研 究 方 法

研究地壳和深部热分布状态，最直接的方法是测定其热流量：

$$Q = K\frac{\partial T}{\partial H} \tag{1}$$

其中 K 为岩石热导率，T 为温度，H 为深度。

实测热流资料实际上包含深部及浅部地温场多种信息。就全球范围或大的区域范围而言，地表热流可分为两个最基本的组成部分——来自地球深部的热流（地幔热流）和来自岩石层上部的放射性元素蜕变热（黄少鹏等，1988）。Birch 等(1968)指出，这种地表热流的二元结构可以用下式来表达：

$$q_0 = q_r + A_0 D \tag{2}$$

式中q_0为地表热流，q_r为深部热流，A_0为地表岩石放射性元素之生热率，D为地壳放射性元素富集层的视厚度。这一关系式明确给出了地表热流的物理含意，并被世界上许多热流观测统计资料所证实。但就单个的或局部的实测热流值来讲，q_0往往还包含一些其它成分。例如在板块俯冲带或活动的深大断裂附近，断层摩擦热无疑将是地表热流的另一附加热源；而在地热田地区及新生代岩浆活动区，浅部岩浆囊则可能成为局部地区热流的重要热源；此外，地下水循环、化学反应热等也都在不同程度上改变着地表热流的大小。因此，(2)式应修正为：

$$q_0 = q_r + A_0 D + q_e(x,\ y) \tag{3}$$

式中 $q_e(x,\ y)$ 为其它热流成分，是地理坐标 x，y 的函数。

1) Ching-Ray Lee *et al.*, Preliminary heat flow measurements in Taiwan, Papers for Conference Forth Circum-Pacific Energy and Mineral Resources Conference, Singapore, 1986.
2) 冯纪刚，1988，东海陆架盆地地热场及其地质意义，硕士毕业论文。
3) Bruce M.Herman *et al.*, 冲绳海槽的张性构造作用，海洋地质调查东海地质译文汇编(一)。

我们不妨称（2）式中的两项之和为区域背景场；（3）式中最后一项 $q_s(x, y)$ 为局部异常场，主要反映前述 4 种因素产生的附加热流。其中断层摩擦热往往沿较大活动断裂带附近呈带状分布，影响宽度较窄，附加热流为正值。从理论上讲，如能从总场中区分出此项，即可推断出断层活动释放的全部能量（黄少鹏等，1988）。浅部岩浆囊或未完全冷却的侵入岩体其附加热流呈小范围（相对于背景场而言）孤岛状正值，幅度往往较大。笔者曾以冲绳海槽下伏的高温异常地幔侵入体为理论模型，通过人机联作的方式对地温场热传导方程进行正、反演计算，使之理论上产生的热流曲线与实际热流曲线相吻合（图 1b）。计算结果表明，高温岩浆侵入体附加热流的波长范围大致相当于其自身宽度的两倍左右（图 1a）。

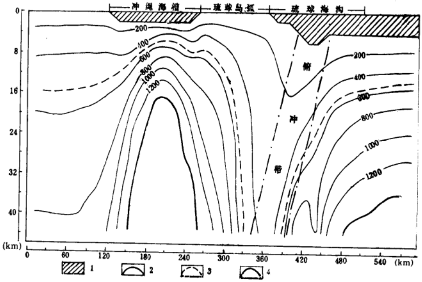


图 1a　冲绳海槽中南部及邻近地区地温场剖面

1．海水层；2．等温线（°C）；3．居里面；4．软流层上界面

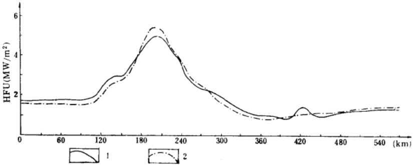


图 1b　冲绳海槽中南部地温场剖面热流值曲线

1．由地温场剖面计算出的热流值曲线；2．根据实测热流值利用内插法得到的热流值曲线

地下水循环只是通过对流的方式将深层热传递到浅部，它实际上本身不产生附加热流，但它改变了地温场的分布格局，从而造成观测地热场的畸变；但它影响范围较小，一般情况下只有几公里到十几公里，并且上升区与下降区热流的增减量基本互补。因此，只要通过适当的平滑滤波即可基本消除该项影响。化学反应热仅存在于个别区域，而且

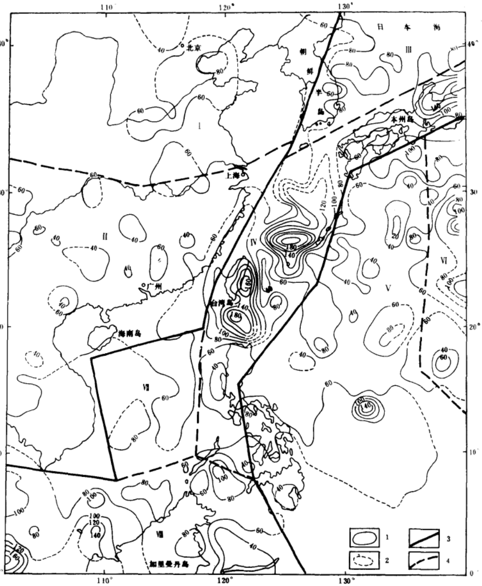


图2　中国海区及邻域热流趋势图

Ⅰ.华北、渤黄海地热区；Ⅱ.华南及东海地热稳定区；Ⅲ.日本海盆中高热流区；Ⅳ.西太平洋岛弧高热流带；Ⅴ.西菲律宾海盆低热流区；Ⅵ.东菲律宾海盆高热流区；Ⅶ.南海海盆热流趋势平缓区；Ⅷ.赤道地区热流多变带

1. 可靠等值线（mW/m^2）；2. 推测等值线；3. Ⅰ级分区界线；4. Ⅱ级分区界线

与放射性元素蜕变热相比，数值很小，完全可以忽略不计。

综上所述，背景场反映的是区域性深部热结构和温度的差异，影响范围大，呈长波长分布；局部异常场影响范围小，呈短波长分布。这就使区分出的这两种场成为可能。

地壳深部到地表的热传递过程满足热传导方程：

$$\nabla \cdot (K\nabla T) = 0 \tag{4}$$

当热导率 K 为常数时，(4) 式即为

$$K\nabla^2 T = 0 \tag{5}$$

这意味着观测场强按其至热源距离平方反比律衰减。

根据上式，对热流资料进行加权滤波处理。资料点位不足的区域按趋势插值；只有地温梯度值的点位其热导率根据岩性估算或借用邻近孔位岩性相似地段的热导率值，用以估算热流值；取窗口半径为 100km，按下式将热流值换算到规则网格内：

$$q_t = \sum_{i=1}^{n} \frac{1}{r_i^2} q_i / \sum_{i=1}^{n} \frac{1}{r_i^2} \tag{6}$$

式中 r_i 为热流观测点到热源距离，$r_i \neq 0$。当 q_t 点与q_i 点重合时，则 $q_t = q_i$。

而后由计算机绘制出热流趋势等值线图（图 2）。

由于水循环体上升区与下降区附加热流互补，观测随机误差按正态分布规律在其真值附近作高频振荡，经过上述运算处理后这两类干扰基本可以排除，断层摩擦热、岩浆活动等因素产生的附加热流其中小规模短波长的将被压制、抹平；大规模的将得以保留。因此，热流趋势等值线图基本上反映了区域背景场的形态。

二、热流场趋势特征

研究区域内热流场趋势分布规律受到区内总的地质构造格局和在全球构造中所处的部位所控制。从全球范围来讲，世界上大部分高热流值区与现代火山作用、近期岩浆活动、现代断裂活动、板块俯冲或碰撞作用及高温地幔的抬升等因素密切相关，古老稳定的地块其热流相对较低。根据热流场趋势分布特征，结合地质构造和现代地震活动所提供的证据，拟将研究区域划分为以下几个热流省（区）（见图 2）：

华北、渤黄海地热区（I）　由于受中国东部深部地幔物质东向蠕散作用（蒋家祯等，1983）的影响，就整体来讲，华北地块新生代以来一直处于张性压力场控制之下，这就容易引起高温地幔物质在某些区域抬升。在宏观上而言，华北及渤黄海区域热流趋势值一般在 40—80mW/m² 之间，等值线变化较为平缓。本区有两个 80mW/m² 以上的高热流值区，一个在天津以东渤海内（119°E，39°N）附近，一个在合肥（116°E，32°N）附近，这可能与深部高温地幔物质的抬升或岩浆活动有关。根据大地电磁测深研究结果（刘国栋等，1982），前述第一个高热流值区的上地幔高导层埋深小于 60km，这与我们的推断结果是一致的。

华南及东海地热稳定区（II）　华南内陆热流趋势等值线多为一些闭合小圆散布在本区，数值大致在 40—60mW/m² 之间，呈丘隆状以中波长（数量级为～10²km）为主，幅值变化不大，显示出稳定地块地热场特点，反映了华南古陆软流层可能较深，起伏幅值也不大，局部地区可能缺失软流层。本区内局部小范围的热流趋势高值可能与古

岩浆活动残余热有关。

华南沿海及东海陆架区，热流趋势值由西北部向东南方向逐渐增高，形成向岛弧过渡的地热梯度带。该区热流趋势等值线呈北东方向延伸，数值由西北部的 40mW/m² 向东南逐渐增高到 80mW/m² 以上。该区莫霍面的分布形态，也是从西北向东南逐渐变薄，与热流趋势基本一致。对此，笔者认为由于该区深部地幔物质向东南方向蠕散（蒋家祯等，1983），造成了从西北向东南方向热的地幔物质逐渐抬升，岩石圈（层）厚度自西北向东南逐渐变薄，最后形成了目前这种构造格局。

日本海盆中高热流区（III）　本区热流趋势无明显走向，趋势值范围在 60—100 mW/m² 之间，以 80mW/m² 为主，东部似乎稍高，西部稍低，属中高热流值边缘海区。在海盆西部向陆架过渡地带，热流值有逐渐下降的趋势。这种变化较平缓的高热流趋势分布特征，表明日本海盆下伏岩石圈（层）较薄，起伏变化不大，居里点等温面也较浅。日本海区存在的大面积平缓的负磁异常[1)]也许可用上述观点加以解释。

西太平洋岛弧高热流带（IV）　本区是环太平洋高热流带的一部分，趋势变化十分规律，就整体而言等值线走向大致与岛弧带走向一致。趋势值变化比较剧烈。最北端热流趋势值较高，达 140mW/m² 以上，向南热流值逐渐下降，至日本九州南下降到 60 mW/m² 左右。向南沿冲绳海槽又进入高热流趋势区。热流值特高是冲绳海槽最显著的特点。据已知的观测结果，其可信的实测热流值最高竟达 1 267mW/m²（Makoto Yamano *et al.*, 1989）为全球平均热流值的 20 余倍。地温场模型分析结果表明，只有岩浆浅层或超浅层侵入才能造成如此高的热流。冲绳海槽受弧后扩张作用的影响，断裂十分发育，岩浆在海槽北部的吐噶喇断裂带及海槽中南部的宫古断裂带附近侵入（图 3），使本区热流趋势等值线在上述两大断裂带附近走向与海槽走向近于垂直（图 2）。

本区还有另外两个高热流趋势区，一个位于台湾岛东部，一个位于该岛以南巴士海峡附近，以上两个高热流区与板块交汇地带的现代岩浆活动密切相关。冲绳海槽中南部热流趋势值最高达 200mW/m²，向西南方向急剧下降，在海槽最南端出现 40mW/m² 的低趋势值，而后在台湾岛又急剧上升到 160mW/m²。冲绳海槽沿东南方向热流变化非常剧烈，与菲律宾海盆间有一个变化十分剧烈的热流梯度带，琉球海沟的低热流与海槽内的高热流形成十分明显的反差。

根据本区地热流值资料，笔者曾利用二维热传导方程计算了横穿冲绳海槽中南部、琉球岛弧及琉球海沟的地温场剖面（见图 1a，b）。可以看出，冲绳海槽下伏存在着深度仅有 18km 的高温异常地幔，其居里面埋深只有 8km 左右，这同冲绳海槽的高热流是对应一致的。在琉球海沟下伏存在的低温异常带又恰好与菲律宾海板块俯冲带一致。这表明本区这种地热场格局与菲律宾海板块的俯冲作用密切相关。

值得一提的是，日本海沟的热流值并非像板块模式预测的那样低，其值绝大多数都在 50mW/m² 以上，甚至出现 90mW/m² 以上的高热流值。这种与传统理论模式相悖的“热海沟”现象，其成因值得人们深入研究。

西菲律宾海盆低热流区（V）　对于菲律宾海盆热流趋势，西部与东部差异显著，这意味着两者可能有着不同的热演化史。西菲律宾海盆低热流区主要位于菲律宾海板块

1）正久柳，日本及其周缘地区磁异常的初步解释，东海区域构造（译文集），地质矿产部海洋地质调查局科技情报室编译，第P1—4页。

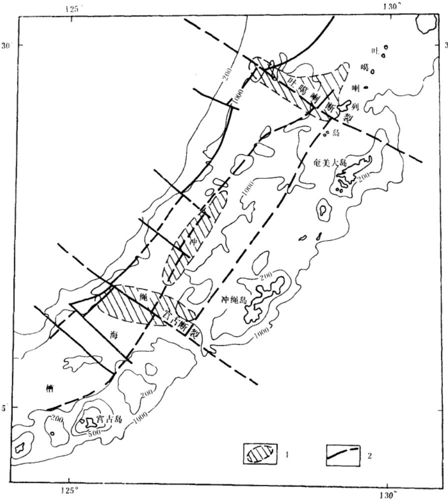


图3 冲绳海槽断裂分布

(据地质矿产部海洋地质调查局资料和Kiyoii Shiono *et al.*, 1980)

1. 近代岩浆侵入区；2. 断层

西部，热流趋势值为20—80mW/m²，以40mW/m²为主。本区在134°E，28°N附近有一异常低热流区，中心部位热流趋势值只有20mW/m²左右，这个现象值得引起注意。本区南部热流趋势值似乎稍高，最高可达140mW/m²，这可能是局部岩浆活动的结果。

Adam (1978) 从统计规律得到的高导层深度 h 与区域热流值 Q 的经验关系式：

$$h = h_0 Q^{-\alpha} \tag{7}$$

式中 h_0 和 α 为常数。

王信和 (1985) 提出太平洋地区岩石圈（层）厚度与年龄的关系式：

$$h = 0.01\sqrt{t} \tag{8}$$

如果我们承认上地幔高导层深度基本等价于岩石圈（层）厚度，据(7)、(8)两式

以及西菲律宾海盆热流趋势，可以定性推断本区岩石圈（层）厚度较大，年龄较老。

东菲律宾海盆高热流区（VI）　本区大致位于东菲律宾海盆。其特点是东部热流趋势值较高，在 60—100mW/m² 之间，变化也较大，等值线大致呈南北向延伸,北部趋势值稍高；西部热流趋势值较低，大致在 40—80mW/m² 之间，变化也不剧烈。

东、西菲律宾海盆同属菲律宾海板块，为何两者热流趋势场有如此大的差异呢？笔者认为，东菲律宾海盆呈现的高热流趋势值是由于太平洋板块在马里亚纳海沟俯冲而引起的下伏次生地幔对流所造成的结果。正是这种由大洋板块俯冲引起的次生地幔对流，导致东菲律宾海盆下伏的地幔上涌，使原来冷而厚的菲律宾海板块东部重新活化，岩石圈（层）厚度变薄，热流增大；在西部则无多大变化，最终形成现在这种地热场格局。

南海海盆热流趋势平缓区（VII）　本区主要位于南海,特点是热流趋势值变化十分平缓，是研究区域内边缘海盆中变化最平缓的一个。趋势值在 60—80mW/m² 之间，其高值似乎沿南北向分布。

南海地块内地震活动最弱，该地块沿马尼拉海沟正以 55° 左右的倾角向东俯冲。这表明本区属开始消亡的边缘海区。

赤道地区热流多变带（VIII）　本区位于研究区的最南部靠近赤道附近，为几大板块交汇地带，热流变化十分复杂。高热流与低热流区主要呈块状区域分布，无明显趋势走向，这主要是由于与板块俯冲作用有关的岩浆活动造成的结果。其波长大约为数百公里，变化范围为 40—160mW/m²，属热流变化剧烈的地区。

地震展布规律

中国海区及邻域，处于现代活动的太平洋板块、菲律宾海板块与欧亚板块相互作用的地区。其空间分布特征如下：

一、地震活动的分区特征

仔细分析震中分布图（图 1），可以得到以下三方面的认识：

（1）地震活动的成带性，尤其在岛弧构造地带，这种成带性表现得更加明显。

日本列岛、琉球群岛、台湾岛和菲律宾群岛一带，其地震震中的分布密度远远高于远离板块边界的大陆内部。尽管资料时间较长（1 000—2 000 年），而岛弧地带，特别是像伊豆群岛、菲律宾群岛南部地带的资料还不足 100 年，但震中分布的密集程度差异却是明显的。

（2）在远离活动板块边界的板块内部，地震活动呈现分散活动的特点，各地区之间又有所区别。

太平洋板块在本研究区内，出现的范围不大，这里就不讨论了。在菲律宾海板块内，除了在台湾岛东部纵谷以东的菲律宾海板块西北角上，地震活动相对集中一些外，菲律宾海板块内部几乎没有 5 级以上的地震活动。

在欧亚板块的各地块之间，地震活动性各不相同：

1）日本海地区内，大多数地震属于中深源地震，只在靠近朝鲜半岛和本州岛附近的地带偶尔发生个别的浅源地震。

2）华北、黄渤海地区强震活动非常广泛。有史记载以来的地震活动表明，这一地区是中国海区及邻域范围内地震活动最强烈的地区。1556 年以来，8 级以上的地震曾发生6次。1668年山东郯城附近发生的$8\frac{1}{2}$级地震是我国东部地区最大的一次地震。对这一地区内的地震活动与构造活动的关系研究表明，华北、黄渤海地区内的地震活动还可以进一步划分出若干个次一级的地震活动带（时振梁等，1974）。

3）华南地区内的地震活动多集中分布在东南沿海一带，特别是 7 级或 8 级地震，都发生在沿海地带，如 1604 年的福建泉州近海的 8 级地震，1600 年和 1918 年广东南澳岛附近的两次 7 级地震以及 1605 年海南省琼山地区的$7\frac{1}{2}$级地震等。

4）南海地区内，只在北部靠近陆地的浅海地带和南部的礼乐滩附近发生过 6 级左右的地震，大部分地区未见明显的地震活动。

5）东南亚地区内的地震活动集中在越南北部，特别是红河断裂带附近，但大多数属于 6 级以下的中强地震活动。

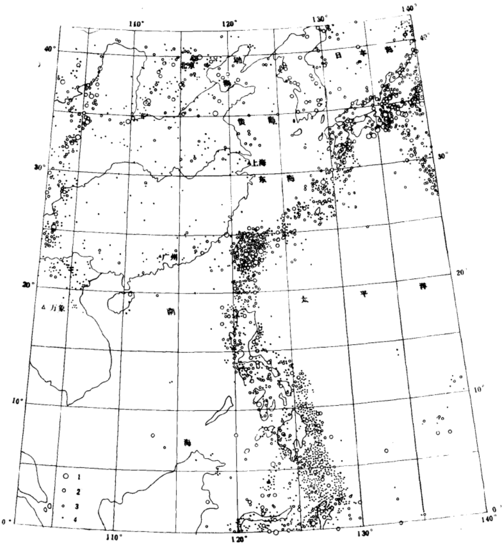


图 1　地震震中分布图

1. $M \geqslant 8$; 2. $7 \leqslant M \leqslant 7.9$; 3. $6 \leqslant M \leqslant 6.9$; 4. $5 \leqslant M \leqslant 5.9$

(3) 地震活动的强弱程度与地球动力学环境有关。处在现代活动的板块边缘接触带的岛弧构造带地震活动最强烈，在大陆板块内部的华北、黄渤海区属于活化的地台区，地震活动相对强烈。在华南地区的内陆部分属于稳定的地台地区，地震活动就相对较弱。

需要指出的是，我国海域内的地震活动水平也是各有千秋的。地震活动水平最高的要数台湾以东的海域，这是菲律宾海板块与欧亚板块相碰撞的地带，从花莲至火烧岛一带还是著名的“地震窝子”，地震活动的频度高，强度也大。在 1900—1986 年，就发生过两次 8 级地震和 32 次 7 级以上的地震。其次为渤海中部地区，这里是北东向的郯庐断裂带和北西向的燕山-渤海断裂带相交汇的地区，也是中朝地区内，地震活动最频繁的地区

之一。从1548年至1986年的439年里就发生过4次7级以上的地震。再其次在南黄海的勿南沙附近，这是苏北拗陷延伸到海内的部分，构造比较复杂，有多组北东和北西向断裂在此交汇。从1764年至1986年的223年里就发生8次6级以上的地震，其中最大的一次是1852年的7级地震。东海和南海北部的陆缘地带，也是有名的强震活动地带。尤其在泉州附近和汕头附近的南澎列岛、阳江和电白附近都是强震发生地带。在南海的其余地区，包括海南岛东南的陵水以东海域和北部湾一带，常有一些中小地震发生。

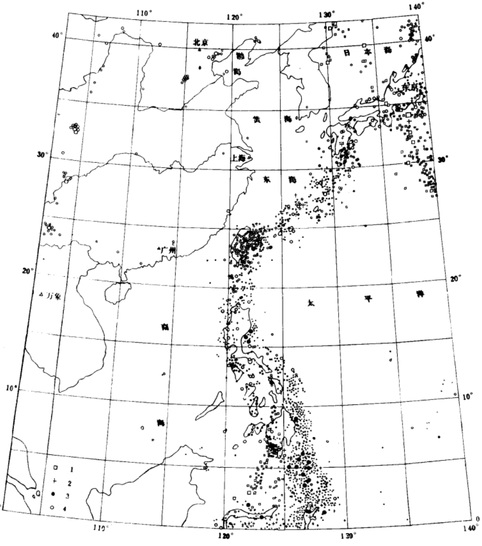


图2　地震震源深度分布图

1. $h>300$km; 2. $100<h\leq300$km; 3. $30<h\leq100$km; 4. $0<h\leq30$km

二、震源深度的区域特征

考虑到华北和东南沿海的地壳厚度在30km左右，岩石层的厚度在100km左右，将震源深度分为四个档次绘在图2中。0—30km，表示地壳内的地震；30—100km表示岩石层内的地震；100—300km表示中源地震；300km以下表示深源地震。

(一) 不同深度的地震分布

地壳内地震　由图2可以看出，除了日本海中西部以外的广大地区，基本上都可以发生30km以内的地震。华北、黄渤海地区是地壳内的浅源地震发生区域。尤其在渤海、黄海、东海和南海北部陆缘地带、台湾岛周围近海地区都是地壳内地震发生的地区。

壳下岩石层内地震　30至100km深度的地震主要分布在岛弧构造带。但在华北、黄渤海、华南和南海地区内，也会发生零星的壳下岩石层内的地震，需要指出的是，1969年发生在渤海内的7.4级地震，当时测定的震源深度为35km，但最近的研究结果表明这次地震的深度只有25km（束沛溢等，1983）。我们在研究渤海海洋石油平台地震危险性时，曾重新测定过渤海地区小地震的震源深度，大多数在10至20km之间[1]。

中源地震　震源深度在100至300km之间的中源地震主要分布在岛弧构造带下。在日本列岛、琉球群岛、台湾岛、菲律宾群岛均有中源地震分布。岛弧构造带以外的地区几乎没有中源地震。

深深地震　震源深度超过300km的深源地震，在本研究区内，主要是在日本海的中西部才比较多。在日本列岛南面的伊豆群岛西侧，以及菲律宾群岛南段也有分布。

(二) 震源深度剖面的分布特征

为了更好地揭示板块边界地带和板块俯冲带的地震空间展布特征，在岛弧构造带上横切6个剖面。典型剖面图均是取1964年至1986年$M \geqslant 4.8$的地震资料构制的，各剖面图所揭示的动力学特征如下：

(1) I—I′剖面图(图3) 揭示了横切日本海和本州岛的震源深度分布情况。

从金泽至馆山的日本本州岛地区，地震震源深度呈现上、下两个主要的层位。上层是深度在50km以内的浅源地震；下层为深度在70至300km的中源地震。中源地震的深度从本州岛以东沿西北方向逐渐加深，并同日本海下面的深源地震带连成一体，构成了一个较为完整的中深源地震分布剖面。这个地震震源分布剖面代表了太平洋板块在这一地区的俯冲情况，则说明了太平洋板块在本州岛东侧，以30°倾角向本州岛和日本海下面俯冲，俯冲的水平距离达1 200km，直达日本海的西北海岸附近，俯冲的深度达600km。

(2) II—II′剖面（图3）揭示了横切琉球群岛的震源深度分布情况。

1）国家地震局地球物理研究所、工程力学研究所，1984，渤海油田三个厂址地震危险性分析和地震动力参数的估计。

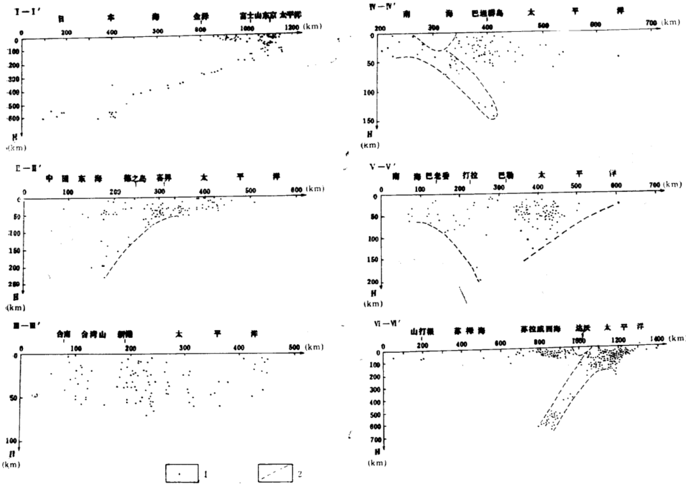


图 3　震源深度分布剖面图

1．震源点；2．俯冲趋势线

在琉球群岛的东西两侧存在一个总宽度达 400km 的浅源地震活动带。若以德之岛为界，西侧的宽度约为 150km，东侧宽度约 250km。在喜界岛以西还存在一个向西北倾斜的中源地震分布带。这个中源地震带同喜界岛以东的浅源地震带可以连成一体，构成一个由东向西倾斜的震源分布带。这个震源分布带代表了菲律宾海板块在琉球群岛下的俯冲情况，说明菲律宾海板块正以 55° 左右的倾角向琉球群岛和东海之下俯冲。俯冲的水平距离达 150km，俯冲的深度达 230km。

(3) III-III′ 剖面（图 3）揭示了横切台湾岛的震源深度分布情况。

在台湾岛及其以东的海域内存在一个 400km 宽的浅源地震活动带。由剖面图上可知，在台湾中央山脉至纵谷（台东）一带的地震很少。台湾岛上的地震主要发生在中央山脉以西的平原和丘陵地区。台湾岛以东的地震主要发生在海岸山脉（新港）及其以东的海域内。在这个剖面上最深的地震才 70km，没有明显倾斜的震源带显示。而是呈现出类似于帕米尔、兴都库什地区"对撞式"的倒三角的中源地震区。

尽管许多学者认为纵谷是亚洲大陆板块和菲律宾海板块的边界，但纵谷一带的地震活动却相对较弱。过去曾有学者认为，在纵谷以东存在向东倾斜的震源带，有亚洲大陆向菲律宾海板块下俯冲的迹象。但从目前资料所揭示的情况来看，没有明显倾斜的震源带存在。说明在台湾岛东侧，不存在岛弧海沟地区板块之间的俯冲现象。而显示的是像大陆板块之间的相互碰撞和相互水平滑过的构造现象。纵谷东西两侧的构造形变现象同雅鲁藏布江南北两侧的构造形变现象有相似之处。海岸山脉相当于喜马拉雅山脉，中央山脉相当于藏北高原，只不过印度板块对青藏高原是正面碰撞，而菲律宾海板块对台湾岛只是一方面朝北西方向碰撞挤压，另一方面相对于台湾岛向北滑动，并在琉球岛弧一带俯冲到东海之下。

(4) IV—IV′ 剖面(图 3)揭示了台湾岛至吕宋岛之间横切巴坦群岛的震源深度分布情况。

这一地段不仅存在一个东西宽度超过 300km的浅源地震活动带，而且在巴坦群岛及其以西的地区存在若干中源地带。这些中源地震同南海的浅源地震连成带，显示出向东倾斜的震源分布带。在巴坦群岛以西，在向东倾斜的震源带开始向下弯曲的地方，浅源地震出现明显的"空区"，这也是海沟岛弧地区特有的震源分布现象。这表明，南海地区正在巴坦群岛之下，以 45° 倾角向菲律宾海板块下俯冲，俯冲的水平距离约 150km，俯冲的深度约为 150km。在巴坦群岛以西出现浅源地震"空区"的地方大约在马尼拉海沟向北延伸的地段。说明马尼拉海沟有可能延伸到巴士海峡。

(5) V—V′ 剖面（图 3）揭示了横切吕宋岛中段的震源深度分布情况。

从巴老委到巴勒，表示了吕宋岛中段的东西宽度。巴勒以东的震源大多数属于70km 以内的浅源地震，也有少数地震超过 70km，达到 125km 深。在剖面图上，浅源和中源地震组成十分明显的"三角面"。在巴勒以西的震源分布没有明显的规律，多数地震属于浅源地震，少数中源地震构不成明显的震源带，只是隐隐约约地有向东倾斜的迹象。巴老委以西正好是马尼拉海沟的南端，巴勒以东正好是菲律宾海沟的北端。上述震源深度剖面表明，南海地区沿马尼拉海沟向东俯冲的活动在减弱，但仍然显示出俯冲的倾角在 55° 左右。菲律宾海板块沿菲律宾海沟西俯冲的活动在这一段也已减弱，并显示出"对撞式"的三角形震源分布剖面。

（6）Ⅵ—Ⅵ′剖面（图3）揭示了横切菲律宾群岛南端的震源深度分布情况。

此剖面东西长达1 400km。西起沙捞越，跨苏禄海、巴西兰岛、苏拉威西海、棉兰老岛，东至太平洋。在巴西兰岛以西的地区，地震较少，且都是浅源地震。从巴西兰至达沃的地区，地震较多，除浅源地震外，还有深源地震。达沃以东的太平洋内，既有浅源地震，也有中深源地震。而且达沃以东的浅源、中源地震与达沃以西的深源地震共同组成向西倾斜的地震带。表示菲律宾海板块在达沃以东，沿菲律宾海沟以65°倾角向西俯冲，俯冲的水平距离达300km，俯冲深度达660km。

综上所述可得如下几点结论：

（1）所整理的资料揭示了中国海区及邻域的现代构造活动的成因。

（2）研究区内的地震活动与现代地壳构造形变的强弱程度密切相关。地震活动最集中的地带是欧亚板块与菲律宾海板块和太平洋板块相接触的岛弧构造带。

（3）在远离活动板块边界的板块内部，地震活动呈现分散活动的特点，且各地区之间又存在明显的差异。渤海、黄海地区，强震活动最为广泛。渤海中部和南黄海都是有名的“地震巢”。

（4）地震活动的强弱程度与地球动力学环境有关。处在现代活动的板块边缘接触带的岛弧构造带，地震活动最强烈。华北、黄渤海地区属于活化的地台区，地震活动相对强烈；华南地区内部属于稳定的地台区，地震活动相对较弱；台湾海岸山脉以东是菲律宾海板块与欧亚板块相碰撞的地带，从花莲至火烧岛是著名的“地震窝子”，地震活动频度高，强度也大；南海海盆的构造活动减弱了，地震活动也相对较弱。

（5）渤海、黄海、东海和南海北部的陆缘地带和台湾岛周围海域都是地壳内地震的发生区。海域地区的中深源地震与板块之间的俯冲碰撞有关。

震源机制分析

一、现代构造应力场

由于震源机制结果反映的是震源区初始破裂面的运动情况，震源应力场是与初始破裂面运动情况等效的应力场。震源的初始破裂面不完全都是新生的剪切破裂面，许多情况下要受到原有的软弱面或先存断裂面的制约；再者，岩石力学实验的结果表明，剪切破裂面与主压应力轴之间的夹角小于 45°，大部分在 30° 至 35° 之间。而构造地震，特别是浅源的中强地震，尤其是前震和主震的孕育和发生过程，是与区域构造应力场的作用密切相关的，且两组方向共轭剪切破裂面的错动概率是相近的。所以单个地震震源机制所得到的震源应力场与现代区域构造应力场之间可能存在一定的差异，但由多个地震的综合统计结果，仍能比较好地反映现代构造应力场的区域特征。表 1 为中国海区及邻

表 1　中国海区及邻域的地震断层面解结果

编号	发震时间		震源位置			震级	A-节面		C-节面		P-轴		T-轴		精度
	年 月 日	时 分	经度 (°E)	纬度 (°N)	深度 (km)		倾向 (度)	倾角 (度)	倾向 (度)	倾角 (度)	方位 (度)	倾角 (度)	方位 (度)	仰角 (度)	
1	1933 08 25	7 50	103.7	32.0		7.5	104	60	7	79	52	29	149	13	B
2	1935 09 04	1 37	121.3	22.2		7.2	329	55	78	65	292	7	29	45	B
3	1936 05 16	7 05	103.6	28.5		6.8	166	90	256	82	211	6	301	6	C
4	1937 07 31	20 35	115.3	35.2	S	7.0	42	82	133	80	87	13	177	2	C
5	1937 12 08	8 32	121.2	22.9		7.0	108	75	5	50	322	15	65	40	B
6	1938 09 07	4 03	121.7	23.9		7.0	128	80	26	40	337	25	91	42	B
7	1941 12 16	19 19	120.3	23.3		7.0	314	72	66	41	107	18	355	48	A
8	1954 07 31	1 00	104.2	38.8		7.0	322	78	231	88	7	7	276	10	B
9	1957 02 23	20 26	121.6	23.9	35	7.2	0	73	263	68	313	28	222	4	B
10	1958 02 07	23 23	104.3	31.7		6.2	116	76	296	14	296	31	116	59	A
11	1960 11 09	10 43	103.7	32.8	20	6.8	311	75	41	90	265	11	357	11	B
12[1)]	1963 02 13	8 50	122.2	24.4		7.0	156	66	12	29	348	19	127	65	A
13[1)]	1964 01 18	12 04	120.6	23.2		7.0	102	79	193	88	57	7	148	9	B
14	1964 11 26	10 21	122.0	24.9	11	6.3	329	75	220	40	290	46	177	21	B
15	1966 02 05	15 12	103.2	26.2	4	6.5	339	80	249	85	294	11	24	3	B
16	1966 03 07	21 29	114.9	37.8	8	6.8	296	88	206	86	251	4	161	1	A
17	1966 03 22	8 19	115.1	37.5	15	7.2	19	90	109	90	64	0	334	0	B
18[1)]	1967 03 27	8 58	116.5	38.5	30	6.3	285	61	17	85	238	17	335	24	B
19	1968 02 26	10 50	121.5	22.8		6.8	320	60	140	30	140	15	320	75	A
20	1969 07 25	22 49	111.8	21.8	5	6.4	344	75	247	66	297	28	204	6	B
21	1970 02 24	2 07	103.2	30.6	15	6.2	350	75	82	80	305	4	37	18	B
22	1972 01 08	5 27	120.1	20.9	25	6.7	301	47	72	55	14	64	274	5	B
23	1972 01 25	2 06	122.3	22.6		8.0	253	85	163	85	298	0	208	7	A
24[2)]	1972 04 17	10 49	122.6	24.1	22	6.1	21	21	142	83	331	35	131	48	B

续表

编号	发震时间		震源位置			震级	A-节面		C-节面		P-轴		T-轴		精度
	年 月 日	时 分	经度 (°E)	纬度 (°N)	深度 (km)		倾向 (度)	倾角 (度)	倾向 (度)	倾角 (度)	方位 (度)	倾角 (度)	方位 (度)	仰角 (度)	
25	1972 04 24	9 57	121.5	23.7	9	7.3	93	40	273	50	93	5	273	85	B
26	1972 11 09	18 41	121.6	23.8	26	6.3	280	40	156	65	313	14	201	57	B
27	1974 05 10	19 25	103.9	28.2	14	7.1	315	86	225	86	270	5	359	1	A
28	1975 02 04	11 36	122.7	40.7	16	7.3	18	78	112	72	64	21	156	4	A
29	1976 04 05	16 54	112.2	40.2	18	6.2	299	75	33	75	76	0	346	22	A
30	1976 07 27	19 42	118.2	39.6	22	7.8	300	80	30	90	255	7	345	7	A
31	1976 08 16	14 06	104.1	32.6	15	7.2	255	63	144	55	108	5	203	47	A
32	1976 08 23	3 30	104.2	32.4	23	7.2	255	65	146	54	108	6	205	45	A
33	1976 11 15	13 53	117.5	39.3	17	6.9	60	60	330	90	109	21	11	21	B
34	1978 07 23	14 42	121.4	22.2	34	7.3	314	36	95	61	290	13	54	67	A
35	1979 07 09	10 57	119.3	31.5	12	6.0	107	80	198	84	62	3	153	11	
36	1979 08 24	16 59	108.1	41.2	18	6.0	1	47	125	31	72	58	330	7	B
37	1982 04 17	9 20	120.4	19.9	42	6.6	275	37	115	55	153	76	287	9	B
38	1982 10 20	20 01	122.1	23.9	S	6.2	291	27	144	66	313	20	169	66	B
39[1)]	1962 12 07	9 36	106.3	38.1	S	5.5	198	36	320	70	161	19	281	55	A
40	1965 10 07	3 36	114.5	12.5	26	5.7	189	48	341	45	355	5	264	76	B
41[1)]	1967 12 18	14 07	110.8	36.5	30	5.4	85	80	352	71	40	21	307	6	C
42	1970 12 02	19 12	105.4	35.9	15	5.1	99	74	205	44	250	19	142	44	B
43[2)]	1972 02 12	1 06	120.4	24.5	14	5.0	85	51	348	81	134	19	26	34	B
44[2)]	1972 04 05	17 53	118.3	23.0	S	5.1	115	53	359	60	150	4	49	51	C
45	1974 02 03	10 08	120.1	19.0	30	5.9	328	63	75	60	21	42	112	2	B
46	1974 04 22	29	119.2	31.5	16	5.5	117	60	6	60	60	45	151	0	B
47[2)]	1976 10 06	1 01	124.4	35.3	S	5.4	57	56	314	71	98	10	1	38	B
48	1977 10 19	2 44	107.5	23.3	16	5.0	25	62	124	75	342	9	78	31	
49[2)]	1979 09 13	20 54	120.0	22.6	37	5.2	96	71	326	28	292	23	68	59	B
50	1981 08 13	3 01	113.4	40.5	15	5.5	273	80	182	88	227	9	318	6	B
51[2)]	1982 02 25	39	114.8	24.8	16	5.4	265	41	167	82	316	26	203	39	B
52[2)]	1984 05 21	15 37	121.6	32.7	17	5.6	358	52	259	78	42	16	304	36	B
53	1931 09 21	2 19	139.3	36.0	15	6.8	100	90	10	90	235	0	325	0	
54	1939 05 01	5 58	139.8	40.0	10	7.0	151	90	61	90	106	0	196	0	
55	1941 07 15	14 45	138.3	36.3	10	6.0	41	90	131	90	86	0	176	0	
56	1945 01 12	18 38	136.8	34.8	6	7.1	270	30	60	74	251	18	32	68	
57	1955 07 27	1 20	134.3	33.8	10	6.0	126	90	36	90	81	0	171	0	
58	1963 09 06	6 03	130.6	36.4	69	6.0	121	70	29	84	73	19	166	10	
59	1964 05 07	20 12	139.0	40.5	69	6.5	278	50	170	70	318	12	218	43	B
60	1966 07 10	16 12	125.2	24.3	32	6.3	135	68	341	24	322	22	117	65	
61	1968 08 03	4 54	128.4	25.7	43	6.8	129	66	354	32	94	64	325	18	
62	1969 12 31	19 01	129.2	28.6	62	6.8	325	46	166	46	238	80	335	0	
63	1972 05 22	6 04	122.2	16.6	36	6.8	132	60	312	30	312	15	132	75	B
64	1973 03 23	19 42	130.4	29.3	51	5.9	311	20	131	70	320	25	140	65	B
65	1975 01 23	14 19	131.1	33.0	17	6.2	310	85	219	85	265	7	175	0	A
66	1975 04 20	17 35	131.3	33.1	12	6.4	324	56	200	50	266	58	171	4	
67	1976 12 14	16 06	130.7	28.3	11	6.9	228	55	354	50	287	60	22	3	B
68[2)]	1980 03 02	23 20	126.6	27.0	15	5.6	222	48	110	68	260	11	157	48	B
69	1972 02 08	3 37	122.1	19.4	45	5.8	100	57	259	35	272	11	134	75	
70	1970 08 26	15 11	120.5	18.0	58	5.5	64	74	265	17	248	29	55	61	

	发震时间		震源位置			震级	A-节面		C-节面		P-轴		T-轴		精度
	年 月 日	时 分	经度 (°E)	纬度 (°N)	深度 (km)		倾向 (度)	倾角 (度)	倾向 (度)	倾角 (度)	方位 (度)	倾角 (度)	方位 (度)	仰角 (度)	
71	1972 05 22	6 04	122.2	16.6	36	6.8	275	24	95	66	275	21	95	69	
72	1968 11 22	8 59	122.2	16.2	60	5.3	280	10	100	80	280	35	100	55	
73	1970 04 07	5 34	121.7	15.8	40	7.5	236	43	108	60	265	9	158	60	
74	1968 08 28	20 42	122.0	15.6	42	6.5	240	40	76	50	249	4	124	81	
75	1970 04 08	21 23	121.8	15.4	7	5.7	56	50	244	40	240	5	18	84	
76	1970 04 12	4 01	122 0	15.1	25	7.0	258	88	161	62	212	28	114	16	
77	1967 01 05	6 13	120.7	13.8	170	5.4	262	56	38	44	63	6	319	66	
78	1973 03 17	8 30	122.9	13.4	44	5.9	208	52	300	86	260	28	157	24	
79	1972 04 25	19 30	120.3	13.4	38	7.5	150	68	248	72	108	2	200	30	
80	1973 07 05	5 22	124.7	13.2	18	5.5	158	65	326	25	165	69	334	20	
81	1964 12 27	17 43	125.4	12.9	1	5.6	81	82	228	9	256	36	87	53	
82	1975 11 15	20 39	125.9	12.9	35	6.0	211	59	74	40	163	66	49	10	
83	1975 11 06	12 36	126.1	12.5	30	6.9	47	60	264	36	5	68	241	12	
84	1973 07 03	6 37	125.3	12.3	47	5.5	248	18	96	74	269	29	108	60	
85	1973 07 03	7 03	125.3	12.2	56	6.0	247	28	67	62	247	17	67	73	
86	1975 08 23	15 06	125.9	10.0	68	5.8	246	35	100	60	266	13	138	68	
87	1970 11 08	14 58	126.4	9.2	52	5.6	108	75	245	20	277	29	125	58	
88	1970 07 12	9 18	125.4	10.8	82	5.5	80	60	228	34	116	70	246	13	
89	1970 11 13	14 16	124.0	11.8	18	5.5	360	60	180	30	360	75	180	15	
90	1973 08 18	8 25	121.4	11.5	30	6.4	146	72	40	44	102	42	358	14	
91	1962 08 17	5 04	121.6	10.6	69	6.3	310	84	42	86	357	6	265	2	
92	1966 08 21	5 00	126.6	8.5	39	5.8	68	66	248	26	248	19	68	71	
93	1976 11 07	17 09	126.4	8.5	64	6.1	90	66	270	24	270	21	90	69	
94	1965 09 18	22 03	127.0	8.3	56	5.4	102	80	282	10	282	35	102	55	
95	1975 02 23	2 58	124.1	8.0	630	5.6	87	74	290	18	76	62	272	28	
96	1972 10 01	23 49	123.8	7.5	623	6.0	297	30	110	60	105	75	292	15	
97	1976 08 17	4 19	123.0	7.2	17	6.2	260	90	170	90	215	0	125	0	
98	1970 01 10	12 07	126.8	6.8	68	5.9	261	48	118	48	278	0	186	81	
99	1970 03 30	16 46	126.7	6.8	82	5.8	242	60	100	36	76	13	199	66	
100	1975 07 10	18 29	126.7	6.5	81	5.9	99	40	246	55	80	7	194	71	
101	1972 12 02	19	126.6	6.4	73	6.0	246	55	115	47	89	4	187	63	
102	1975 11 08	14 53	126.8	6.7	96	5.6	102	74	282	16	282	30	102	60	
103	1976 08 16	16 11	124.1	6.2	8	6.4	260	70	57	22	74	24	274	65	
104	1976 10 26	12 51	126.3	6.3	84	5.6	110	65	290	25	290	20	110	70	
105	1964 04 02	15 56	125.7	5.8	168	5.5	258	6	78	84	258	39	70	57	
106	1965 05 16	11 33	125.6	5.3	93	5.6	218	59	88	42	60	10	169	62	
107	1970 12 18	23 50	123.5	5.2	512	5.5	90	72	279	18	90	63	270	27	
108	1970 03 20	11 07	125.4	5.1	90	5.7	270	45	90	45	270	0	180	90	
109	1968 11 25	18 36	126.8	5.1	25	5.3	248	5	69	84	248	40	69	50	
110	1969 02 03	21 41	127.5	4.8	46	6.1	111	46	233	64	80	10	183	56	
111	1969 01 30	10 29	127.5	4.8	72	5.9	244	70	90	22	71	25	228	63	
112	1969 03 27	12 41	127.7	4.7	32	5.8	90	42	231	55	0	6	76	69	
113	1969 01 31	44	128.1	4.2	49	5.5	218	40	102	70	256	17	143	52	
114	1969 03 05	13 52	128.1	4.0	72	5.5	233	25	90	70	259	23	113	62	
115	1969 02 17	43	128.4	3.7	49	5.6	305	30	62	76	262	26	32	53	
116	1969 02 20	9 55	128.2	3.6	2	5.6	42	65	222	25	42	70	222	20	

续表

编号	发震时间		震源位置			震级	A-节面		C-节面		P-轴		T-轴		精度
	年 月 日	时 分	经度 (°E)	纬度 (°N)	深度 (km)		倾向 (度)	倾角 (度)	倾向 (度)	倾角 (度)	方位 (度)	倾角 (度)	方位 (度)	仰角 (度)	
117	1965 18 24	14 32	125.0	4.2	179	5.4	244	16	64	74	244	29	64	61	
118	1972 06 11	16 41	124.3	3.9	336	6.2	319	15	90	80	77	54	280	33	
119	1976 08 12	20 53	124.3	3.6	365	5.6	118	82	298	8	118	53	298	37	
120	1971 04 07	4 59	129.1	2.5	29	6.3	57	34	237	56	237	79	57	11	
121	1969 12 14	2 42	126.9	2.0	51	6.0	268	68	2	85	222	10	316	20	
122	1972 10 12	17 49	127.5	1.8	119	5.8	315	5	135	85	135	50	315	40	
123	1964 03 10	13 59	127.5	1.9	138	5.4	325	0	325	90	145	45	325	45	
124	1974 12 14	20 07	128.5	2.7	220	5.4	294	86	114	6	114	41	294	49	
125	1966 09 08	21 15	128.4	2.3	90	6.6	226	51	57	40	51	4	182	83	
126	1964 10 12	15 42	126.7	3.0	59	6.0	90	72	212	30	250	22	121	56	
127	1967 09 07	7 12	124.3	2.7	288	5.6	7	55	141	45	65	64	166	6	
128	1973 05 04	11 27	126.7	2.3	33	5.8	116	21	296	69	116	24	296	66	
129	1973 03 18	11 06	126.6	2.1	33	5.9	117	29	297	61	117	16	297	74	
130	1968 08 11	20 00	126.5	1.6	58	5.7	104	60	274	30	280	14	116	74	
131	1968 08 10	2 07	126.2	1.4	1	6.3	262	46	98	46	270	1	170	82	
132	1968 10 31	9 06	126.3	1.2	1	6.1	289	70	109	20	109	25	289	65	
133	1975 05 13	21 18	126.0	1.0	37	5.8	112	65	292	25	292	20	112	70	
134	1969 08 05	2 13	126.2	1.3	21	6.1	45	40	225	50	45	5	225	85	
135	1972 07 29	5 04	123.4	0.1	151	5.7	6	18	186	72	6	27	186	63	
136	1966 02 03	5 48	123.5	0.1	180	5.7	360	9	180	81	360	36	180	54	
137	1968 08 14	22 14	119.7	0.1	22	6.1	340	29	210	72	240	59	13	23	
138	1974 11 12	22 13	121.1	2.3	58	5.8	360	60	180	30	180	15	360	75	
139	1975 05 27	10 18	122.6	0.8	97	6.0	232	76	52	14	232	59	52	31	
140[3)]	1983 06 24	7 18	103.3	21.8	18	6.5	336	89	66	87	21	4	111	2	B
141	1961 06 12	0	106.3	21.3		5.6	327	85	236	82	282	10	191	2	
142[3)]	1969 01 27	14 40	114.6	12.7	68	5.0	111	75	203	85	158	14	66	7	B

注：1）国家地震局震源机制研究小组，1973，中国地震震源机制的研究（第一集）；2）汪素云新做结果；3）赵毅新做结果。

域内地震断层面解的部分结果。

图1是由震源机制解得到的主应力轴水平投影图。图中只标绘了与水平夹角小于45°的主压应力轴或主张力轴。对于正断层活动为主的结果只标出了主张应力轴走向；对于逆断层活动为主的结果只标出了主压应力轴的走向，对于走滑型断层活动的结果标出了主压应力轴和主张应力轴的走向。图1所反映的现代构造应力场的区域特征，可分区概述如下：

（一）中朝地区

包括黄海和渤海在内的中朝地区，近年来发生的中强地震的震源机制结果表明，除了地区西北边界附近有个别地震得到的主压力轴产状差异较大外，其余大部分地区的结果是相当一致的。特别是6级以上的大地震，不但主压应力轴走向非常一致，即均在北东70°左右，与水平面的夹角都小于20°，而且主张应力轴的走向和倾角也都很一致。

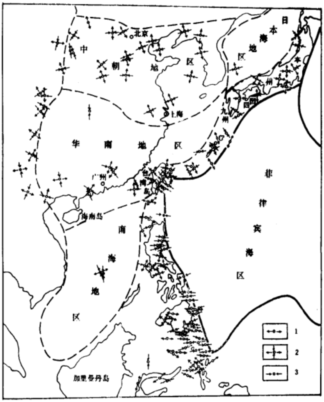


图1　主压应力轴水平投影图

1. 正断层；2. 走滑断层；3. 逆断层

这表明中朝地区正处在一个统一的控制作用比较强的现代构造应力场的作用之下。这个应力场是以北东东-南西西走向的水平压应力和北北西-南南东走向的水平张应力为其特征的。

（二）华 南 地 区

包括东海和南海北部边缘在内的华南地区，主应力轴产状的一致性不如中朝地区。其中，1964年发生在台南附近的7级地震，其主压应力轴走向为北东东（70°），主张应力轴走向为南南东（160°）；其余地震所得到的主压应力轴走向均在北西到北西西之间，平均走向为北西向，而且与水平面的夹角都小于45°。主张应力轴的产状差异较大，产状的差异不仅反映在走向上的差异，而且在仰角方面的差异也较明显。发生在汕头以东海域和阳江附近以及长江三峡地区的地震，表现出逆走滑性质，主张应力轴与水平面的夹角大于45°。所以华南地区的现代构造应力场是以北西走向的水平主压应力为其特征的。

（三）南 海 地 区

在南海海盆内，仅有两次地震的机制结果，不能肯定地得到现代构造应力场的区域特征，只能说，南海海盆内有北北西向水平主压应力的迹象。

（四）岛 弧 构 造 带

由震源机制解得到的岛弧构造带的应力场特征表明，本研究区内岛弧构造带各段的应力场特征差异较大。

（1）从西南日本地段的应力场特征来看，与中朝地区内的应力场特征十分相似。也是由北东东-南西西走向的水平主压应力轴与北北西-南南东走向的水平主张应力为代表的现代构造应力场。

（2）琉球岛弧段，仅有的几个机制结果表明，主应力轴产状不太一致。但是总的趋势仍然能反应出大体以垂直于岛弧走向的水平主压应力为特点。不同的构造部位，其应力状态有所不同，海沟外侧和弧后盆地内存在水平拉张的应力状态。岛弧上的一些横断层的走滑活动，可能是岛弧各段水平差异运动所致，因而主应力轴走向与总体走向不大协调。

（3）台湾岛以东地段，除火烧岛附近发生的地震表现出明显的北西西走向的水平主压应力轴和北北东向的水平主张应力轴外，纵谷及海岸山脉以东的大多数地震均表现出北西西走向的水平主压应力轴特征。所以台湾岛以东地段的现代构造应力场与华南地块有相似的特征，即是以北西西走向的水平主压应力为其特点。

（4）菲律宾群岛地段，震源机制结果比较多。这些结果所反映的现代构造应力场是以几乎垂直于岛弧走向的水平主压应力为其特点。在台湾岛与菲律宾群岛之间，还存在着北东向的水平拉张应力。

二、震源错动性质的区域特征

依据所搜集整理的226个震源机制资料，按极震区地面破裂带的总体走向，极震区长轴走向、余震震中分布区的长轴走向或区域活动构造的走向，来判断断层面解中的主破裂面，用主破裂面的错动性质来代表震源区的错动性质。由表1中的数据即可绘制出研究区内震源错动性质分布图（图2）。图2所显示的震源错动性质的区域特征如下：

（一）中 朝 地 区

包括渤海和黄海在内的中朝地区，现有的震源机制资料比较一致地反映出，震源错动是以具有少量正断层分量的走滑断层活动为主。特别是一些6级以上的大地震，这种走滑断层活动的性质更突出。1937年菏泽7级地震，1966年邢台7.2级地震，1967年河间6.3级地震，1969年渤海7.4级地震，1975年海城7.3级地震，1976年唐山7.8级

地震，1979年溧阳6.0级地震和1984年南黄海6.0级地震的震源机制结果，都是具有少量正断层分量的走滑断层活动。这种震源错动性质不仅仅是震源机制解有此结果，而且为邢台地震、唐山地震和海城地震极震区的地表破裂现象以及地形形变测量资料所佐证（环文林等，1979）。

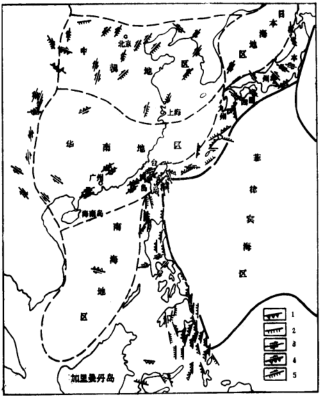


图2 震源错动性质分布图

1．逆断层；2．正断层；3．走滑断层；4．走滑逆断层；5．走滑正断层

（二）华南地区

由震源机制的结果表明，华南地区的震源错动性质与中朝地区略有不同，虽然都是以走滑为主，中朝地区具有少量的正断层分量，而华南地区却是具有少量的逆断层分量。近年来，这一地区的地震活动水平不高，从仅有的几个震源机制解结果看，一致性还是比较好的。其中1969年阳江6.4级地震的机制解具有少量的正断层分量的走滑断层活动；但在同一地区于1986年1月发生的5级地震，却是一次具有较大逆断层分量的走滑断层活动。台湾海峡内的两次地震的机制解结果均为具有少量逆断层分量的走滑断层活动。

（三）南 海 地 区

南海地区的地震活动比较弱，只有零星的地震活动。到目前为止，只得到两次地震的震源机制解结果。两次地震均发生在南海海盆金盾暗沙附近，一次是具走滑分量的逆断层活动，另一次是走滑断层活动，两次结果的精度都属于B类，很可能是具有逆断层分量的走滑断层活动。

（四）岛弧构造带

岛弧构造带的地震活动水平高，能得到震源机制解的地震也比较多。从图面所反映的情况来看，岛弧构造带的震源错动性质可谓多种多样，走滑断层、逆断层和正断层活动都有。仔细分析还是有一定的规律可循的。1）正断层活动的震源错动多发生在岛弧构造带两侧，外侧的正断层多发生在海沟外侧，节面走向大致与海沟走向平行；内侧的正断层多发生在弧后扩张盆地内。2）逆断层活动多发生在海沟靠岛屿的内侧，与板块的俯冲活动有关。3）走滑断层多发生在岛上，多与岛上的横断层活动有关。这些规律性的现象在日本列岛、琉球群岛和菲律宾群岛都有很好的体现。

需要特别指出的是，台湾岛附近地区的震源错动有其特殊性。纵谷断层带是菲律宾海板块和欧亚板块之间的转换断层带，在海岸山脉以东并不存在海沟构造。在纵谷断层带及其以东的海域内发生的地震，大多具有逆断层分量的走滑断层活动，或是具有走滑分量的逆断层活动。在距海岸稍远一些的菲律宾海板块内发生的地震，多为走滑断层活动，如1972年发生在火烧岛附近的8级地震和这次地震之前的7.2级地震均为走滑断层活动性质。在花莲附近发生的地震，逆断层活动较多，可能与纵谷转换断层带的终端和琉球弧的构造活动有关。在基隆港外还有正断层活动，可能与琉球弧后盆地扩张有关。在恒春西南也有正断层活动。中央山脉以西主要是走滑断层活动。

三、结　　论

综上所述，得出以下四点认识：

（1）包括渤海和黄海在内的中朝地区，正处在一个统一的应力场作用下，这个应力场是以北东东-南西西走向的水平主压应力和北北西-南南东走向的水平主张应力为其特征的。地块内的震源错动性质是以具有少量正断层分量的走滑断层活动为主，其北北东至北东走向的断层为右旋走滑活动，北西至北西西走向的断层为左旋走滑活动。

（2）东海、台湾海峡及南海北部陆缘地带的现代构造应力场是以北西西到北西走向的水平主压应力为其特点的。这一地区的震源错动性质都是具有少量逆冲分量的走滑断层活动。

（3）在南海海盆内存在北北西走向的水平主压应力迹象，在南海海盆的东部可能存在近东西走向的压应力。南海海盆内的震源错动性质为具有走滑分量的逆断层活动性质。

（4）本研究区内岛弧构造带各段的应力场特征差异较大，西南日本地段的应力场与中朝地区内的应力场特征十分相似。琉球弧带海沟外侧和弧后盆地存在水平向的拉张应力状态，但总的趋势仍为大体垂直于岛弧走向的水平压应力。台湾岛以东地段的现代构造应力场与华南地块有相似的特征，即是以北西西走向的水平主压应力为特点。菲律宾群岛地段是以几乎垂直于岛弧走向的水平主压应力为特点。在台湾岛和菲律宾群岛之间，还存在北东向的水平拉张应力。在海沟外侧和弧后盆地的震源错动性质为正断层活动；海沟内侧为逆断层活动性质；岛上的一些横断层的走滑活动，可能是岛弧各段水平差异运动所致。

根据对现有资料的分析认识，对于中国海区及邻域的现代构造应力场的力源提出如下两点看法：

（1）从西南日本到华北、黄渤海地区的主应力轴产状的一致性绝不是偶然的。西南日本的主压应力轴走向与太平洋板块在日本列岛和马里亚纳群岛以东的俯冲方向是大体一致的。在日本本州岛的中部还存在北北西走向的地壳增厚带和同方向的地形隆起带等现象（Sugimurd，1973）。说明太平洋板块的俯冲挤压作用可以影响到西南日本地区，甚至到华北黄渤海地区内。在华北地区的西南角有属于青藏高原东北缘的六盘山褶皱带，青藏高原的现代隆起与印度板块的碰撞挤压作用有关，这种挤压作用可以通过六盘山褶皱带影响到鄂尔多斯地区，乃至华北、黄渤海地区（薛宏远等，1984）。所以，黄海和渤海的现代构造应力场很可能是太平洋板块和印度板块对欧亚大陆联合作用的结果。

（2）目前菲律宾海板块正向北西西方向运移（Sens，1977），琉球岛弧和台湾岛以东的主压应力轴走向与菲律宾海板块的运动方向是一致的。华南地区的现代构造应力场的主压应力轴走向又与台湾岛以东以及琉球群岛一带的主应力轴走向大体一致。华南地区内反映现代构造活动的地震活动和新生代以来的现代构造形变都有从台湾岛以东的海岸山脉一带向华南内陆地带逐渐减弱的趋势。说明东海和南海北部陆缘地带的现代构造应力场可能主要是与菲律宾海板块的亚洲大陆板块的挤压作用有关。

卫星重力异常与地幔流

岩石圈和地幔密度分布的不均一性是地球产生物质运动的基础，因而也是研究地球动力学的重要依据。卫星重力资料能以较大的信噪比反映地球岩石圈内部甚至地幔深处物质密度的分布状况，即中波和长波的密度异常。因此，对卫星重力异常分布特征的分析有助于为地球动力学的研究提供重要的信息。

这里试图利用卫星重力资料研究我国东部大陆和邻近海域大规模板块运动的规律，同时探讨边缘海的形成和演化特点。我们利用 GEMIOC 地球模型 180 阶重力位的球谐系数（Lerch *et al.*，1981），计算了东经 102°—140°、北纬 0°—42° 的范围内（图 1）

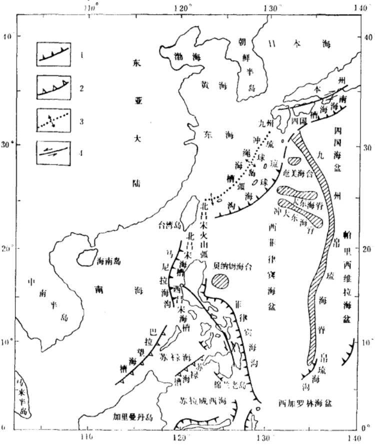


图 1　中国大陆东部地区及海域构造特征图

1. 活动消减带；2. 不活动消减带；3. 活动拉张带；4. 走向滑移断层

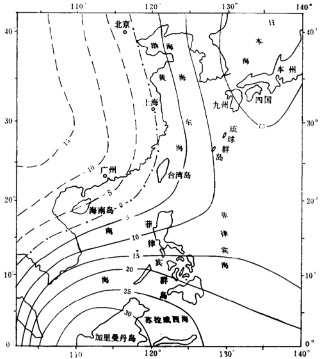


图2　2—10 阶卫星重力异常图

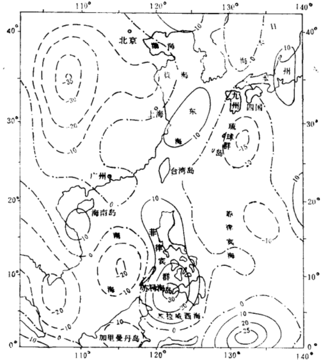


图 3　11—36阶卫星重力异常图

由2—10阶、11—36阶、37—100阶、101—180阶，以及2—180阶球谐系数所构成的卫星重力异常。这一研究地域不仅包括了我国东部大陆的大部和整个的中国海区，还包括了日本列岛—琉球—菲律宾弧系及其东侧的广大海盆。这些地区属于西太平洋强烈的构造活动带，正是研究地球动力学特征，特别是现代构造运动十分有利的场所。

利用不同阶次球谐系数计算的卫星重力异常将反映不同深度和不同规模的物质密度分布的不均一性（Bowin，1983；曾维鲁，1985），因此，我们可以据此探索固体地球不同深度的构造和物质结构的特征。初步的分析研究表明：2—10阶的低阶重力异常主要反映地幔深部的密度不均匀性；11—36阶场的重力异常可能与地幔内部的对流有关，它有助于分析地幔运动和上地幔的构造模式；37—100阶场与岩石圈以下或岩石圈下部的上地幔密度异常有关，它将为岩石圈构造和岩石圈运动的分析提供背景资料；而高阶的101—180阶场则主要与岩石圈内部直到莫霍面附近的密度分布不均相关，因此，地壳构造和壳层运动的机制可望从这里找到解释的依据；至于2—180阶的全阶卫星重力异常，则可能是地幔、岩石圈乃至地壳层密度不均的综合反映，它将反映出固体地球从几十公里直至几百公里深处的密度异常的综合效应，而其中将以岩石圈层的密度不均效应为主。因此，对这些卫星重力异常进行分析有可能为推断地壳和岩石圈的内部构造及其与地幔运动之间的相互关系，从而为探讨地球动力学的特征提供重要的线索。

一、大陆与海洋盆地的卫星重力异常及其所反映的地球动力学特征

从各阶卫星重力异常图都可看出，中国的大陆区和邻近的海洋盆地以及其间的过渡带，其卫星重力异常的特征都存在一定的差异。大陆地区的卫星重力异常一般表现为负异常，而大洋海盆区常见的卫星重力异常多为正异常。这种卫星重力异常特征的差异在2—10阶的卫星重力异常图（图2）上反映尤其明显，这表明在我们所研究的东亚地区，大陆和大洋地幔的深部，在密度分布上的确存在差异。在大陆与大洋之间的过渡带，卫星重力异常的变化较大，既有幅值较大的正异常，也伴随有规模与之相当的负异常。过渡带卫星重力异常的这种特征（图3,4）充分地说明了西太平洋地带壳幔构造的复杂性。

对于大陆区和大洋盆地全球性的重力异常差别，过去人们只是从地壳物质的组成或莫霍界面的深度变化等因素来进行解释，即认为大陆区为正性地形，地壳的厚度较大，而密度较小的硅铝质层在地壳中所占的比重较大，因此，反映在布格重力场中，重力值偏低、偏负；而大洋盆地则相反，其地壳的厚度小，且缺失硅铝质层，故反映在布格重力场中，重力异常偏高、偏正。然而，愈来愈多的事实表明，地球表面大体处于均衡状态，地壳厚度和密度的变化虽然有可能引起较大的布格重力异常变化，但主要应反映在高阶场中，而大陆和海洋区的低阶空间重力异常竟然也存在着明显的差异，这就促使人们不得不从地幔的深处去找原因，我们认为，卫星重力异常本质上是一种空间异常，在本区大陆和大洋区，卫星重力异常存在明显的差异，特别是低阶异常场的差异主要是由于地幔内部横向的密度不均所致。在大陆地区地幔的密度较小，而大洋盆地中地幔的密度较大。由此而产生的地球动力学的一般模式是：大陆区的地幔应力场多受地幔上升流的支

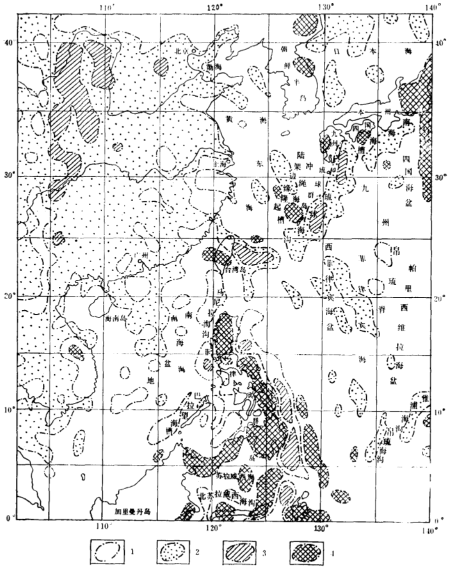


图 4　中国海区及邻域 2—180 阶卫星重力异常图

1．0—+50mGal；2．0—−50mGal；3．<−50mGal；4．>50mGal

配，而大洋盆地区则可能主要受地幔下降流应力场的影响。

二、海沟和岛弧地带的卫星重力异常及其地球动力学的解释

在西太平洋，自日本列岛、琉球群岛到菲律宾群岛。以及相邻海沟的狭长地带，是

大陆岩石圈和大洋岩石圈的交接地带。其间存在着多种形式的物质和能量的交换，各种深成作用十分强烈，它们通过构造运动、岩浆活动和变质作用等形式表现出来，成为举世瞩目的全球性构造活动带。西太平洋卫星重力异常的剧烈变化带正是这种地质构造背景的产物。

该区卫星重力异常的急剧变化情况与海沟、岛弧等单元具有极好的对应关系。一般说来，在大洋盆地的海沟外缘多分布正的重力异常。以2—180阶的卫星重力异常为例（图4），其幅值通常都在正几十到100mGal以上，位置基本上与海沟外缘隆起相对应；变化急剧的线性负异常则多出现在海沟地带，从日本南海槽延经琉球海沟至菲律宾海沟，异常值一般为－50至－100mGal之间，最小值展现在菲律宾海沟的南端，异常竟低达－160mGal以下。如此急剧的异常变化，很明显，它不仅反映了海底地形的巨大起伏，也反映出海沟地带地壳结构和地幔深部构造的复杂性。

在吕宋岛的西侧，也存在一条重力低达－50mGal的负异常带沿马尼拉海沟延伸，其水平梯度也较大。

岛弧和海沟地带强烈的正负异常是否单纯反映了地壳海底地形的起伏或均衡现象？看来值得进一步分析。从地球动力学看来，海沟是洋壳下插到岛弧下方的地方。弧前挤压变动以及高压变质作用等的存在，也许对这些异常特征的形成也具有不可忽视的作用。

更有意思的是，岛弧的巨大正异常（最大也可达±150mGal）多与相邻的海沟巨大的负异常相伴生，且正负异常的数量级相近，这启发人们把两者联系起来，也许这正、负异常正是同一深部过程表现出的两个方面。岛弧高值异常带反映了岛弧不断上升并仰冲到洋壳之上，因此，伴随很高的热流值，强烈的火山喷发和岩浆侵入活动，以及高温低压的变质作用，所有这些特征概括起来，就构成了岛弧这种构造单元；而海沟多半是处于两种板块会聚的俯冲带，由于板块会聚使密度大的大洋板块向下俯冲，有的甚至下插到几百公里的深处。这就形成了海沟的一系列特征。换句话说，所有这些都是岩石圈在深部热力驱动下造成的一些结果。因此，它们表现在卫星重力异常场上，异常的变化幅度相近，且其形态特征也十分相似。

三、边缘海的卫星重力异常及其地球动力学特征

我们这里所指的边缘海仅限于海水较深的深海盆地及其边缘的大陆坡，主要指日本海、冲绳海槽及南中国海。

据前人的研究，日本海的西北部海底为洋壳，中部称大和隆起，发育较厚的陆壳，东南部则为过渡壳，且不同壳区之间有断裂分割。从构造伸展情况看趋于稳定，似属壮年期的边缘海；而南海热流值接近正常，活动性衰减，海盆东部的洋壳已在马尼拉海沟消减，整个洋盆趋于收缩，这些都标志着此边缘海已进入了发展的老年期。结合这些特征来观察这两个边缘海的卫星重力异常，觉得是很自然的。以全阶（图4）为例来说，日本海虽有正负40mGal以上的变化，但整体看来，是东南和中部高，四周低，变化比较平稳；而南海盆地及其邻区，卫星重力异常更显得平稳，以正为主，最大幅值亦不超过30mGal，而负值仅见于边部的海槽区，这些都充分证实了该区地壳已接近均衡状态，此海盆已进入了老年期。

至于冲绳海槽，从图 4 可以看出，卫星重力异常具有几个明显的特点：

(1) 异常的变化比较剧烈，正负值都可达 100mGal 的水平；

(2) 正负异常带相间排列；

(3) 异常的轴向由南往北逐渐由北西、北北西直到南北间。这些特征充分显示了该区地壳结构及构造的复杂性。据徐菊生等 (1986) 的计算结果，海槽地带的莫霍面深度，北段为 27km，南段为 18km，地壳厚度较东海陆架(26—29km)和琉球岛弧 (25—28km) 有所减薄。该区的热流值也甚高，平均值达 3.65HFU，为其它诸边缘海之冠。在整个海槽地带，断裂发育，浅震活动频繁，岩浆喷发强烈。这些事实充分显示冲绳海槽是一个地幔物质上涌、岩石圈张裂、地壳不断变薄的活动构造带。从卫星重力异常特征和地球动力学的表现可以归结如下的结论，这里很可能是青年期的边缘海盆地。

在岛弧与大陆之间出现海槽，以后又由局部的海底扩张发展成边缘海。王鸿祯(1983)认为，这一过程开始出现可能在晚白垩世和早第三纪，而晚第三纪则是边缘海迅速扩展的时期。地质学家们的这些论断，通过卫星重力异常的分析也是可以取得一定程度的共同认识的。

利用高阶的卫星重力异常图，结合我国东南沿海及整个东亚陆缘区的地壳构造特征，从地球动力学的角度探讨其形成机制，我们也进行了粗浅的尝试（周国藩等，1989），这里就不赘述了。

通过以上的讨论，我们不难得出以下的几点结论：

(1) 利用不同阶次的球谐系数进行卫星重力异常的计算，有可能用来探测地球的三维物质密度的分布特征，可以为地球动力学的研究提供有价值的信息。而这些，有的正是其它地质和地球物理方法所难以获取的。

(2) 利用低阶的卫星重力异常，通过分析其地幔流的应力场，可以探索大规模板块运动的一些规律；利用不同阶次的卫星重力异常，还可以推测岛弧-海沟系的深部过程和边缘海的形成和演化特点。

主要参考文献

马杏垣，1986，中国及邻近海域岩石圈动力学图（比例尺：1:4 000 000），地质出版社。
马杏垣，1987，中国岩石圈动力学纲要，地质出版社，76页。
王信和，1985，大陆地区构造活动，地热及地壳-上地幔结构之间关系的探讨，地质科学，第1期，第21—31页。
王鸿祯、杨森楠、李思田，1983，中国东部及邻区中、新生代盆地发育及大陆边缘区的构造发育，地质学报，第57卷，第3期。
中国地质学会构造地质专业委员会，1982，构造地质学进展，科学出版社，282页。
中国科学院地质研究所地热组，1979，华北平原及其邻近地区大地热流资料报道与讨论，地质科学，第1期，第1—12页。
六省（市）震源机制小组，1981，由震源机制解推断苏鲁皖豫地区的现代构造应力场，地震地质，第3卷，第1期，第19—28页。
邓孝、汪缉安，1982，安徽境内的大地热流，中国科学院地质研究所科研成果选集（一），第82—87页。
冯锐等，1981，利用地震面波研究中国地壳结构，地震学报，第3卷，第3期，第335—351页。
刘万琴、陈运泰，1979，由瑞雷波方向性函数研究1974年5月1日云南省昭通地震的震源过程，地震学报，第1卷，第1期，第25—37页。
刘国栋、刘昌铨，1982，华北北部地区地壳上地幔构造及其与新生代构造活动的关系，中国科学（B辑），第12期，第1132—1140页。
孙克忠等，1985，用长周期地震面波研究西藏高原地壳和上地幔速度分布，地球物理学报，第28卷，增刊（I），第43—53页。
庄真、邓大量，1987，勒夫波群速度与太平洋地壳上地幔三维速度构造，地球物理学报，第30卷，第3期，第246—259页。
成尔林，1981，四川及其邻区现代构造应力场和现代构造运动特征，地震学报，第3卷，第3期，第231—241页。
宋仲和等，1965a，用瑞雷和勒夫面波群速度确定我国地壳厚度，地球物理学报，第14卷，第1期，第33—44页。
宋仲和等，1965b，我国大陆表面沉积层的研究，地球物理学报，第14卷，第3期，第158—167页。
汪素云等，1987，黄海、东海及邻区的地震构造应力场，中国地震，第3卷，第3期，第18—25页。
汪集旸、汪缉安等，1985，辽河盆地地热测量，科学通报，第30卷，第13期，第1008—1010页。
汪集旸、汪缉安等，1986，攀西古裂谷大地热流测量，科学通报，第31卷，第10期，第763—766页。
时振梁等，1974，中国地震活动的某些特点，地球物理学报，第17卷，第1期，第1—13页。
时振梁等编，1986，世界地震目录，地图出版社。
束沛镒等，1983，利用远震P波波形反演渤海地震的震源参数，地球物理学报，第26卷，第1期，第31—37页。
李白基，1977，地震面波频散的数字计算，地球物理学报，第20卷，第4期，第283—298页。
张之立等，1980，唐山地震的破裂过程及其力学分析，地震学报，第2卷，第2期，第111—129页。
张汝惠、解政文等，1982，唐山及其邻区热流值的分布，地震地质，第4卷，第4期，第57—67页。
吴乾蕃、谢毅真，1985，松辽盆地大地热流，地震地质，第7卷，第2期，第59—64页。
陈国英等，1985，用地震面波频散研究喜马拉雅山与西藏高原岩石圈构造差异，地球物理学报，第28卷，增刊(I)，第161—173页。
周国藩、杨森楠、戴勤奋，1989，东南亚陆缘的卫重异常及其形成机制初探，福建地质，第4期。
周蕙兰，1985，浅源走滑大震震源过程的某些特征，地球物理学报，第28卷，第6期，第579—587页。
金性春，1984，板块构造学基础，上海科学技术出版社，283页。
林纪曾等，1980，东南沿海地区的震源机制与构造应力场，地震学报，第2卷，第3期，第245—259页。
卓钰如等，1982，半镇地震震源参数，地球物理学报，第25卷，增刊，第724—731页。
环文林等，1979，中国及邻区现代构造形变特征，地震学报，第1卷，第2期，第108—120页。
杨理华、李钦祖，1980，华北地区地壳应力场，地震出版社。
杨懋源等，1987，中国地震震源机制图，岩石圈动力学图集。
国家地震局地质研究所，1979，《中华人民共和国地震构造图》简要说明，地图出版社，36页。
顾功叙主编，1983a，中国地震目录（公元前1831年—公元1969年），科学出版社。
顾功叙主编，1983b，中国地震目录（公元1970—1979年），地震出版社。
徐菊生等，1986，中国东海和邻区重力测量结果及构造意义，地震地质，第2期。

鄢家全等，1979，中国及邻区现代构造应力场的区域特 征，地震学报，第1卷，第1期，第9—24页。
高祥林，1987，大陆岩石圈的应力传递与板内地震，国家地震局地质研究所现代地壳运动研究，地震出版社，第110—116页。
钱翼鹏，1982，南海北部地热流测量及其成果，海洋地质研究，第2卷，第4期，第102—107页。
曾维鲁，1985，GEM10B，地球模型全球自由空气重力异常及勒让德函数计算的研究，地球物理学报，第28卷，第6期。
曾融生等，1963，我国境内瑞利波相速度，地球物理学报，第12卷，第2期，第148—165页。
曾融生等，1984，固体地球物理学导论，科学出版社，446页。
黄少鹏、汪集旸，1988，攀西古裂谷区地表热流分布特征及其力学含义，地震学报，第10卷，第3期，第289—299页。
傅淑芳等，1988，区域性的地震面波层析方法，地震学报，第10卷，第4期，第352—361页。
蒋家祯等，1983，东海及琉球岛弧地区岩石圈层下地幔流应力场，东海海洋，第2期，第11—18页。
解政文、吴乾蕃等，1980，渤海及其邻近地区热流值的初步分析，地震地质，第2卷，第3期，第57—63页。
樊志成、张文仁，1984，辽河古裂谷东斜坡北端热流值测定，地质科学，第3期，第297—304页。
阚荣举等，1977，我国西南地区现代构造应力场与现代构造活动特征的探讨，地球物理学报，第20卷，第2期，第96—108页。
薛宏运，鄢家全，1984，鄂尔多斯地块周围的现代地壳应力场，地球物理学报，第27卷，第2期，第144—152页。
魏光兴等，1985，1983年菏泽5.9级地震，地震学报，第7卷，第1期，第118—123页。
山野信、上田诚也等，1985，冲绳海槽的热流测量（"大潮丸"DELP-1航次），南海海洋 科 技，第4期，第62—74页。
山野信、上田诚也等，1986，琉球弧地区的热流测量（Sonneo·34航次），南海 研 究 与 开 发，第1期，第70—81页。
威利，P.J.（朱夏译），1978，动力地球学，地质出版社，321页。
特科特，D.L.等（韩贝传等译），1986，地球动力学，地震出版社，421页。
夏德格，A.E.（王仁等译），1986，地球动力学原理，地震出版社，440页。
朝鲜地震研究所编（李裕彻译），1986，朝鲜地震目录，地震出版社。
雅各布斯，J.A.等（刘光鼎译），1984，物理学与地质学，海洋出版社，419页。
Adam, A., 1978, Geothermal effects in the formation of electrically conducting zones and temperature distribution in the earth. *Phys. Earth Planet, Inter.*, Vol. 17, 21—28
Anderson, R. N. *et al.*, 1978, A Geophysical Atlas, East and Southeast Asian Seas, Heat Flow, Thermal Conductivity, Thermal Gradient, The Geological Society of America Inc.
Birch, F. *et al.*, 1968, Heat flow and thermal history in New York and New England. In: Studies of Appalachian, Geology: Northern and Maritime (Zen, E., White, W. S., *et al.*, eds.), Interscience, New York, 437—451
Bowin, C., 1983, Depth of principal mass anomalies contributing to the earth's geoidal undulations and gravity anomalies. *Marine Geodesy*, Vol. 7, 61—100.
Carvalho, H. da S. *et al.*, 1980, Terrestrial heat flow in the Tertiary basin of Central Sumatra. *Tectonophysics*, Vol. 69 (1—2), 163—188.
Cradwell, R. K., Isacks, B. L. and D. E. Karig, 1980, The spatial distribution of earthquakes, focal mechanism solutions, and subducted Lithosphere in Philippine northeastern Indonesian islands, *Geophysical Monograph*, Vol. 23, 1—35.
Dziewonski, A. M. *et al.*, 1983, Global seismicity of 1982: Central moment tensor solutions for 308 earthquakes. *Phys. Earth Planet Inter.*
Dziewonski, A.M. and D.L. Anderson, 1984, Seismic topography of earth's interior. *American Scientist*, Vol. 72, 483—494.
Dziewonski, A.M., 1969, A technique for the analysis of transient seismic signals. *Bull. Seismol. Soc. Amer.* Vol. 59, 427—444.
Eiichi Honza *et al.*, 1981, Geological investigation of the Ogasawara (Bonin) and Northern Marina Arcs, April-August 1979 (GH79-2, 3 and 4 Cruises), Geological Survey of Japan Cruises Report No. 14, 130—135.
Ewing, M. and F. Press, 1952, Crustal structure and surface wave dispersion. Part II. *Bull. Seismol. Soc Amer.*, Vol. 42, 315—325.
Ewing, M. and F. Press, 1959, Determination of crustal structure from phase velocity of Rayleigh wa-

Ves, Part III, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, Vol.70, 29—224.

Feng, Chi-chin and Ta-ling Teng, 1983, An error analysis of frequency time analysis, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, Vol. 73, No. 1, 143—155.

George, W. Moort, 1985, Explanatory Notes for the Geodynamic Map of the Circum-Pacific Region, The American Association of Petroleum Geologists.

Giardini, D. *et at.*, 1985, Central moment tensor solutions for 113 large earthquakes in 1977—1980, *Phys. Earth Planet Inter.*, Vol. 40, No. 4, 259—272.

Ichikawa, M., 1971, Reanalyses of mechanism of earthquakes which occurred in and near Japan and statistical studies on the nodal plane solutions obtained 1929—1968. *Geophys. 'Magazine*, Vol. 35, No. 3, 207—273

Jessop, A.M., Hobart, M.A. and J. G. Sclater, 1976, The world heat flow data collection—1975, Geothermal Series Numbers, Ottawa, Canada, 1—125.

John, A. Reinemund, 1985, Plate-Tectonic Map of the Circum-Pacific Region. The American Association of Petroleum Geologists.

John, A. Reinemund, 1985, Geodynamic Map of the Circum-Pacific Region, The American Association of Petroleum Geologists.

John, G. Sclater *et al.*, 1976, Heat flow, depth, and crustal thickness of tho marginal basins of the South Philippine Sea. *J. G. R.*, Vol. 81, No. 2, 309—318.

Jones, L. M.*et al.*, 1984, Focal mechanisms and aftershock location of the Songpan earthquakes of August 1976 in Sichuan, China, *J. Geophy. Res.*, Vol. 89, 7 697—7 707.

Ke Ru and John, D. Digot, 1986, Episodic rifting and subsidence in the South China Sea, *AAPG*, Vol. 79, No. 9, 1 136—1 155.

Kiyoji, Shiono *et al.*, 1980, Tectonics of the Kyushu-Ryukyu arc. *J. Phys. Earth*, Vol. 28, 17—43.

Landisman, M. *et al.*, 1969, Recent improvements in the analysis of surface wave observation. *Geophy. J.R. astro. Soc.*, Vol. 17, 369—403

Lerch, F. J. *et al.*, 1981, Goddard earth models for oceanographic application(GEM10B and GEM10C), *Marine Geodesy*, Vol. 5, No. 2, 145—187.

Makoto Yamano, Seiya Uyeda *et al.*, 1989, Heat flow anomaly in the middle Okinawa Trough, *Tectonophysics*, Vol. 159, 307—318.

Nakanishi, I. and D. L. Anderson, 1982, World wide distribution of group velocity of mantle Rayleigh waves as determined by spherical harmonic inversion, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, Vol. 72, 1 185—1 194.

Rutherford, K. J. *et al.*, 1981, Geothermal Gradient Map of Southeast Asia, 2nd Edition—1981.

Sato, Y., 1955, Analysis of dispersed surface waves by means of Fourier transform(1). *Bull.Earthq. Res.Inst.*, Tokyo Univ., Vol. 33, 33—48.

Sens, T., 1977, The instantaneous rotation vector of the Philippine Sea plate relative to Eurasian plate. *Tectonophysics*, Vol. 42, No.(2—4), 209—226.

Shiono, K., 1977, Focal mechanisms of major earthquakes in southwest Japan and their significance. *Phys. Earth*, Vol. 25, No.(1), 1—26.

Shiono, K., *et al.*, 1980, Tectonics of the Kyushu-Ryukyu arc as evidenced from seismicity and focal mechanism of shallow to intermediate depth earthquakes. *J. Phys. Earth*.

Sugimura, A., 1973, S. Uyeda Island Area, Japan and Its Environs, Elvcrier Scientific Publishing Co.

Thieprasert, A. and M. Raksakulwong, 1984, Heat flow in northern Thailand, *Tectonophysics*, Vol. 103(1—4), 217—234.

Xu Guo-ming, 1988, Spherical Radon transform, *Geophysical J.* Vol. 95, 361—370.

Yu Guey-Kuen and B. J. Mitchell, 1979, Regionalized shear velocity models of Pacific upper mantle from observed Love and Rayleigh wave dispersion, *Geophy. J.*, Vol. 57, 331—340.

第四篇　地质构造

地 质 特 征

研究区地跨欧亚板块与太平洋板块的交接部位，长期以来，由于西部印度板块的影响以及中生代以来东部太平洋板块作用的不断加强，使大陆边缘呈现丰富多采的地质现象，形成了典型的西太平洋的沟、弧、槽体系。复杂的构造环境和独特的演化历史使本区在地层发育、岩浆岩分布、断裂性质等方面都显示有独特的个性。

亚洲大陆边缘及邻近海域现今的地质面貌，是各块体在漫长的地质历史中相互作用、彼此消长、对接拼合、最终趋于统一，这一整个过程的综合反映。各个块体间显示出来的如此强烈的个性差异，深刻地表明它们具有不同的演化历史。认识到这一点，就有可能在复杂的地质现象中把握住一条正确的途径，来加深对亚洲大陆边缘地质特征及演化过程的理解。

一、地　层

（一）地层分区

地层是最基本的地质单元，是地质历史的记录，各区地层发育之差异说明它们处于不同的构造位置以及具有各自特有的演化历史。区内各部分存在的地层发育上的差异性可以作为一个基础，依据该基础可进行地层分区。

（1）沿西南日本、琉球、菲律宾群岛东侧的海沟，可将全区分为西部的大陆区和东

表 1　中国海区及邻域地层分区表

<table>
<tr><td rowspan="14">东亚地层区（I）</td><td rowspan="10">大陆地层亚区（I-1）</td><td rowspan="5">陆区（I-1-1）</td><td>华北地层小区</td><td>（I-1-1A）</td></tr>
<tr><td>扬子地层小区</td><td>（I-1-1B）</td></tr>
<tr><td>华南地层小区</td><td>（I-1-1C）</td></tr>
<tr><td>印支地层小区</td><td>（I-1-1D）</td></tr>
<tr><td>海南地层小区</td><td>（I-1-1E）</td></tr>
<tr><td rowspan="5">海区（I-1-2）</td><td>渤海-北黄海地层小区</td><td>（I-1-2A）</td></tr>
<tr><td>南黄海地层小区</td><td>（I-1-2B）</td></tr>
<tr><td>东海陆架地层小区</td><td>（I-1-2C）</td></tr>
<tr><td>南海北部陆架地层小区</td><td>（I-1-2D）</td></tr>
<tr><td>南海南部陆架地层小区</td><td>（I-1-2E）</td></tr>
<tr><td rowspan="4">大陆边缘地层亚区（I-2）</td><td colspan="2">日本-日本海地层小区</td><td>（I-2-1）</td></tr>
<tr><td colspan="2">琉球群岛-冲绳海槽地层小区</td><td>（I-2-2）</td></tr>
<tr><td colspan="2">南海中部-苏禄海地层小区</td><td>（I-2-3）</td></tr>
<tr><td colspan="2">菲律宾群岛地层小区</td><td>（I-2-4）</td></tr>
<tr><td colspan="5">菲律宾海地层区（II）</td></tr>
</table>

部的大洋区。前者经历了数十亿年的发展历史，后者的出现仅数千万年。前者复杂，后者较为简单。

（2）大陆区又可以陆架东缘为界分西部大陆及东部大陆边缘。后者以出现岛弧和新生洋壳而有别于前者，地层发育显示具固有的特征。

（3）大陆部分（包括海南岛）系由五个块体拼合而成，块体的地层发育各具特色。

（4）岛弧部分自北而南亦可分为几个各具特色的部分。如西南日本具岛弧及亚洲大陆东缘特点的双重性，带有次大陆的性质，琉球群岛属典型的岛弧，菲律宾群岛主要由众多的碎块拼结而成。

（5）大陆近海发育有新生代盆地。各海区内盆地的发生、发展都各具特色，地层的发育亦不尽相同。

（6）南海中部及苏禄海系晚中生代以来因陆壳边缘张裂导致海底扩张而出现的新生

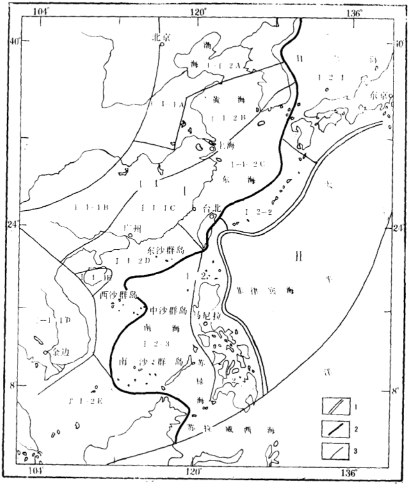


图1 中国海区及邻域地层分区略图

1．地层区分界线；2．地层亚区分界线；3．地层小区分界线

洋壳。

由以上各点，可将全区划分为两个地层区：东亚地层区(I) 和菲律宾海地层区(II)；东亚地层区(I)又可分为两个地层亚区：东亚大陆地层亚区 (I-1)、大陆边缘地层亚区 (I-2)，以及包括五个大陆小区、五个大陆近海（中国海区）小区和四个大陆边缘岛弧小区的共十四个地层小区（详见表 1 和图 1）。

（二）分区地层简述

东亚地层区（I）约占全区面积的三分之二，具有地层时代全、分布广、厚度大、横向变化多的特点。其中西部（大陆地层亚区）与东部（大陆边缘地层亚区）在各个方面都存在差异。菲律宾海地层区（II）地层较简单不再进一步划分。

1. 东亚地层区（I）

大陆地层亚区（I-1）

包括陆区（I-1-1）及海区（I-1-2)。陆区工作程度高，资料极为丰富；海区通过三十年的工作，对构成盆地主体的新生代地层的认识有了长足的进步。

陆区（I-1-1）可以商城-舒城、五莲-青岛-临津江、宜春-铅山、江山-绍兴、木浦-光州、红河以及海南岛北部近东西向断裂构造带为界，分为五个地层小区。海区（I-1-2）则以相对独立的盆地或盆地群以及构成盆地主体的新生代地层的特点也分为五个地层小区，见图 1 所示。

(1) 华北地层小区（I-1-1A）

本区地层发育的特点是，在由太古宙及早元古代变质岩构成的结晶基底之上，不整合覆盖着轻度变质的长城、蓟县、青白口系，主要为砂岩、白云岩、灰岩等浅海相沉积岩。而后沉积了稳定的以浅海相灰岩为主的寒武系和奥陶系。自晚奥陶世起至中石炭世以前，普遍缺失晚奥陶世、志留纪、泥盆纪及早石炭世沉积。近十年来在东部朝鲜半岛平南地区松林、遂安、谷山、法洞、新溪一带发现大量晚奥陶世至中志留世的生物新种属，有珊瑚、笔石、腕足类化石：*Favosites songrimensis* var. *regularis* Ozaki；*Sapporipora favositoides* Ozaki，*Sapporipora miruformis* Pak 等，由白云岩、灰岩、泥岩组成，称之为尚西里组（O_3）、谷山组（S_1）和月阳里组（S_2），说明上奥陶统至中志留统的存在，早古生代海侵至少在这些地区曾延续到中志留世。从中石炭世和二叠纪开始出现海陆交互相、陆相含煤碎屑岩沉积。

最近，在华北块体南部发现有早二叠世海相地层，另外，亦有报道该区二叠—三叠系属半深海沉积（王清晨等，1989）。

除第四纪外，三叠纪后本区未受到海侵。

华北地层小区内各时代地层的岩性、岩相及厚度等详见表 2。

(2) 扬子地层小区（I-1-1B）

已知最古老的变质基底由元古宇组成。其上不整合覆盖以浅海及冰川沉积物为主的震旦系，之后发育了较稳定的以海相碳酸岩为主的寒武系和奥陶系，笔石页岩相的志留系，主要为浅海碎屑岩及碳酸岩的泥盆系和石炭系（苏南、皖南、浙西等地为陆相泥盆

表 2　华北地层小区地层表

界(宇)	系	统	组(群)	代号	厚度(m)	岩　性
新生界	第四系			Q	90—500	砾石、砂、粉砂及亚砂、粘土、亚粘土等，夹泥炭。河北平原有海相层，山东蓬莱有更新统玄武岩
	上第三系			N	200—2 608	九龙口组、壶流河组(冀北)、馆陶组、明化镇组(河北)、牛山组、山旺组、尧山组(鲁西)、正阳关组(皖西)：河湖相碎屑沉积为主，鲁西有玄武岩
	下第三系	渐新统	东营组	E_3	600—1 500	湖相碎屑沉积，泥、砂岩互层，底部含砾，中部夹碳质泥岩
		渐新—始新统		E_{2-3}	1 545—7 060	沙河街组(华北、渤海、下辽河)、官庄组(鲁西)：前者以湖相碎屑沉积为主，泥、粉砂岩互层，夹玄武岩、煤、石膏、泥灰岩等；后者以湖沼碎屑沉积为主，砾岩、砂砾岩、泥炭夹煤、油页岩等
		始新统		E_2	409—4 252	抚顺组(辽东)、孔店组(华北)、吴城群(豫东南)：湖沼相碎屑沉积为主，砂泥岩、砾岩、泥灰岩、灰岩，部分含煤、泥页岩及玄武岩
中生界	白垩系	上　统		K_2	1 360—6 598	王氏组(鲁东)、响导铺组、张桥组(皖北)、周家湾组(豫东南)：陆相红色、碎屑沉积、砂砾岩、砂泥岩，局部夹火山碎屑及石膏
		下　统		K_1	550—5 151	沙海组、阜新组(辽西)、朱巷组(皖北)、滦平群(冀北)、青山组(鲁)、陈朋组(豫)：陆相碎屑或含煤碎屑沉积，局部夹安山岩、火山碎屑及火山熔岩
	侏罗系	上　统		J_3	500—7 407	义县组(辽)、东岭台组(冀北)、莱阳组、蒙阴组(鲁)、毛坦厂组(皖北)、段集组、金刚台组(豫东南)：陆相碎屑沉积及中酸性、中碱性火山岩、火山碎屑岩
		中　统		J_2	607—4 130	长山峪组(冀北)、圆筒山组、凤凰台组(皖北)、朱集组(豫东南)：陆相红色碎屑岩及陆相碎屑岩夹中性火山岩
		中—下统		J_{1-2}	90—375	坊子组(鲁西)：湖沼相含煤碎屑岩沉积，砂泥岩底部砾岩、中下部夹煤
		下　统		J_1	125—1 547	门头沟群(冀北)、防虎山组(皖北)：陆相含煤碎屑沉积，砂砾岩、泥页岩及煤层、局部见中基性火山熔岩
	三叠系	下　统		T_1	140—700	河北沧州及皖北有零星分布：紫红色砂岩、粉砂岩、泥岩及砾岩
古生界	二叠系			P	50—1 740	分布于冀、鲁西、皖北、辽东等地，陆相含煤碎屑沉积，砂、泥岩及煤，局部夹铝土矿
	石炭系			C	120—650	分布同二叠系，缺失下统，属海陆交互相含煤碎屑沉积，砂质页岩、砂岩、碳质页岩、砾岩及灰岩，底部有山西式铁矿及铝土矿，上部夹煤层
	奥陶系			O	526—1 486	分布于冀、鲁西、皖北、苏北、辽北：浅海-海湾泻湖相碳酸盐沉积、白云岩、灰岩夹泥岩，华北缺失上统
	寒武系			∈	293—1 544	分布同奥陶系，浅海相碳酸盐沉积、页岩、灰岩、泥灰岩、豹皮灰岩等

续表

界(宇)	系	统	组(群)	代号	厚度(m)	岩性
元古宇				Pt_3	606—>6 000	青白口系(冀北)永宁群(辽南)、滨海浅海相碎屑及碳酸盐沉积、石英砂岩、长石砂岩、海绿石砂岩、页岩、灰岩，青白口系年龄 8—10 亿年
				Pt_2	1 162—8 781	粉子山群(鲁东)、凤阳群(皖北)、长城-蓟县系(冀北):黑云片岩、大理岩、石英岩、千枚岩、砂岩、砂页岩、白云岩，同位素年龄：粉子山群 12.89 亿年；凤阳群 10—17 亿年；长城系(火山岩夹层)14—18 亿年；蓟县系 10—14 亿年
				Pt_1	1 058—22 739	胶东群（鲁东）、五河群(皖北)、朱杖子群（冀北）、宽甸群、辽河群（辽东）、摩天岭群(朝鲜)：中浅-中深变质岩、片岩、千枚岩、片麻岩、变粒岩等，同位素年龄：胶东群>17.21 亿年；五河群 16.50—19.52 亿年；朱杖子群18.20 亿年；宽甸群 20 亿年；摩天岭群 17.9—19.20 亿年；辽河群 18 亿年
太古宇				Ar_3	5 858—16 000	单塔子群(冀北)、泰山群(鲁西)、鞍山群(辽东)、狼林群(朝鲜)：基性火山碎屑岩、含铁石英岩、千枚岩、片岩，同位素年龄：单塔子群>25 亿年；泰山群 25—29 亿年；鞍山群>25 亿年；狼林群 20—21 亿年
				Ar_{1-2}	>12 000	迁西群(冀北)：基性—中酸性火山岩—粘土砂岩—含铁石英岩建造；各种角闪岩、片麻岩、石英岩，同位素年龄30—35亿年

系)，既发育放射虫硅质岩又发育煤系的海相和海陆交互相二叠系，中下三叠统的沉积亦以海相为主。其总的特点是沉积序列主要形成于浅海的碳酸盐台地之上，而边缘的沉积物则处于水体较深的环境。

扬子地层小区有否太古宙变质基底，在中国大陆尚无确切资料。朝鲜京畿地块春川地区有一套变质岩系称之为“涟川系”，由眼球状、条带状黑云母片麻岩、黑云母绿泥石石榴石片麻岩、粘板岩及灰岩组成。据同位素年龄测定（Na＆Lee，1973）其最后遭受变质作用、再结晶年龄约为 2 700Ma（2 666±40Ma）应属太古宙。说明扬子块体有太古宙“孤核”存在。

扬子小区内各时代地层的岩性、岩相及厚度等详见表 3。

（3）华南地层小区（I-1-1C）

本区元古宙基底为一套变质岩系。其上的震旦系-志留系属已变质的复理石碎屑岩。除广西钦州地区外，普遍存在有泥盆系与下伏地层间的不整合。泥盆系以地台型的海相沉积为主，除晚二叠世海陆交互相含煤沉积外，自石炭纪直到早中三叠世主要为海相沉积，构成碳酸盐台地的沉积盖层。

受印支运动影响，浙、闽、粤三省东部及沿海岛屿，沿北东向断裂带有大规模中酸性火山喷发，晚侏罗世时达到高潮，构成著名的东南沿海火山岩带。晚三叠世起，出现陆相碎屑及含煤沉积，中生代中晚期及第三纪早期小型陆相红色盆地发育。

本区东南浙江陈蔡群、福建建瓯群及东海灵峰一井钻遇的温东群，其变质杂岩同位

表 3　扬子地层小区地层表

界(宇)	系	统	组(群)	代号	厚度(m)	岩性
新生界	第四系			Q	0—190	砂砾层、粘土、网纹状红土、亚粘土、亚砂土，局部冰川堆积
	上三第系			N	352—1 509	盐城群(苏北)、临江群(赣)、广华寺组(江汉)：河湖相碎屑堆积，杂色砂岩，砾岩
	下第三系	渐新统		E_3	700—2 220	戴南组、三垛组(苏北)、荆河镇组(江汉)：河湖相碎屑沉积，砂泥岩互层，砂砾岩等
		渐新一始新统		E_{2-3}	1 000	吴雪岭组(皖西南)：河湖相碎屑沉积，红色砂砾岩，含砾砂岩，细砂岩
		始新统		E_2	1 400—5 420	荆沙组(江汉)：湖相碎屑沉积，棕红色泥岩，粉砂岩，砂岩，油页岩，盐层
		始新一古新统		E_{1-2}	900—1 800	阜宁群(苏北)、武宁群(赣西北)：湖相或河湖相碎屑沉积，泥岩，粉砂岩，砂岩等
		古新统		E_1	100—4 800	海形地组、痘母组(皖西南)、舜山集组(皖东)、泰州组(苏北)：河湖相碎屑沉积，砂砾岩，砂岩，泥岩，局部夹泥灰岩
中生界	白垩系	上统		K_2	567—4 600	南雄组(赣)、衢江组(浙西)、宣南组(皖南)、浦口组、赤山组(苏)：陆相红色碎屑沉积，砾岩，砂岩，粉砂岩，泥岩，局部含角砾安山岩等
		下统		K_1	118—1 500	漆家河组(湖北)、周家店组(赣北)、横山组(浙西)、富村组(苏南)、娘娘山组(宁芜)：河湖相沉积，红色砂砾岩，砂泥岩，玄武岩，碱性火山岩
	侏罗系	上统		J_3	2 600—4 800	冷水坞组(赣北)、龙王山组、大王山组(苏皖)、劳村组、黄尖组、寿昌组(浙西)：陆相火山岩为主
		中统		J_2	260—3 037	罗坳组(赣北)、渔山尖组(浙西)：内陆河湖碎屑沉积，砾，砂泥岩煤
		中一下统		J_{1-2}	607—1 007	象山群(苏皖)：内陆湖相含煤碎屑沉积，砾岩，石英砂岩，粉砂岩，泥岩
		下统		J_1	345—1 873	高家田组(湘北)、林山组(赣北)、马涧组(浙西)：内陆湖相碎屑沉积，砾岩，长石石英砂岩，粉细砂岩，泥页岩，煤层
	三叠系	上统		T_3	300—813	安源组(赣北)、乌灶组(浙西)：陆相含煤碎屑沉积，砂泥岩，砾岩
		上一中统		T_{2-3}	856—1 101	黄马青群(苏皖)：陆相碎屑沉积，杂色钙质粉砂岩，泥岩夹煤
		中统		T_2	102—1 150	上青龙组(苏)、扁担山组(皖)、杨家组(赣)：浅海碳酸盐及海陆碎屑沉积
		下统		T_1	130—583	下青龙组、大冶组(长江沿岸)、政棠组(浙西)：浅海碳酸盐及滨海碎屑沉积
古生界	二叠系			P	622—1 150	分布于赣北、皖南、苏南、浙西：浅海碳酸盐及海陆交互相含煤碎屑沉积

续表

界(宇)	系	统	组(群)	代号	厚度(m)	岩　性
古生界	石炭系			C	305—932	分布同二叠系：浅海相碳酸盐沉积为主，下部砂页岩夹煤层
	泥盆系			D	315—3 600	分布于湘赣、苏、皖、浙及朝鲜康翎-开城：为浅海碳酸盐沉积；苏、皖、浙为陆相碎屑岩；朝鲜为海相碎屑及碳酸盐岩
	志留系			S	494—4 908	分布于黔北-赣北、长江沿岸、浙西、皖南：浅海相碎屑沉积，局部夹灰岩
	奥陶系			O	150—2 612	黔北-赣北区：海相碳酸盐岩；桂北-湘中区：浅海相碎屑岩；皖南浙西区：浅海碎屑岩；长江沿岸区：浅海碳酸盐间夹硅质页岩
	寒武系			∈	619—3 855	皖南、浙西、长江沿岸：浅海碳酸盐，底部含磷、石煤；黔赣桂湘属浅海碎屑－碳酸盐岩，底部夹硅质岩、石煤层
	震旦系			Z	>3 000	赣、皖、浙及长江沿岸：上部以浅海碳酸盐及硅质沉积为主，下部以碎屑沉积为主，含冰碛砾岩
元古(宇)				Pt_3	3 000—6 000	板溪群(黔湘)、落可东组(赣北)、铺岭组(皖南)：变质岩系，属浅海相砂泥质类复理石碎屑岩夹火山岩建造，赣东北火山熔岩年龄10亿年
				Pt_2	2 430—17 000	梵净山组(黔)、冷家溪群(湘)、双桥山群(赣北)、上溪群(皖南)、海州群(苏北)、宿松群(皖西南)、红安群(鄂)：前四个群为浅变质岩系，砂岩板岩，千枚岩，片岩，凝灰岩、安山岩；后两个群为中深变质岩系，片麻岩，片岩
				Pt_1	>17 000	大别山群(鄂、皖、豫)、胶南群(胶南)：浅海相以砂泥质为主类复理石沉积，片麻岩，变粒岩，角闪岩，片岩，大理岩，大别山群15.78—20.8 亿年

素年龄为1 400—1 800Ma，应属早中元古代。在朝鲜半岛东南部存在有太古宙花岗岩（Y_1）。另外，在浙江沿海大巨岛415Ma的变质岩及福建沿海东山岛变质岩微古植物化石球藻[1)]的出现，可认为华南块体中有古老的陆核呈孤岛状存在。

华南地层小区内各时代地层的岩性、岩相及厚度等详见表4。

（4）印支地层小区（I-1-1D）

由元古界变质岩和下古生界浅变质岩组成一些较古老的地块（陆核），其中昆嵩地块（安南古陆）最大。长期以来，一直处于相对稳定状态。中泥盆世开始，围绕地块广泛海侵，直至三叠纪。但在越南南部、柬埔寨西部及老挝北部等沉降区，中石炭世遭受强烈褶皱，是海西造山运动造成的晚古生代变动带；晚石炭世—二叠纪为陆相、陆缘碎屑相、陆缘生物灰岩相及深水相沉积，不整合覆盖于古老地块及晚古生代褶皱地层之上。三叠纪海相沉积沿柬埔寨南部、西部，泰国东部、中部，老挝西部、北部及越南北部的弧形

1）中国科学院南京地质古生物研究所鉴定其时代为晚寒武世—早奥陶世。

表 4　华南地层小区地层表

界(宇)	系	统	组(群)	代　号	厚度(m)	岩　　性
新生界	第四系			Q	5—180	砾石、砂、粘土、亚粘土、泥炭，雷琼地区有更新世玄武岩
	上第三系			N	100—2 416	南康群(桂)、头陂群(赣)、佛昙群(闽)、嵊县组(浙)：陆相碎屑岩建造及基性火山喷溢相—河湖相沉积
	下第三系			E	2 400	河湖相碎屑建造，红色砂砾为主，局部夹碳酸盐及火山碎屑
中生界	白垩系	上统		K_2	72—3 185	西垌组(桂)、南雄群(粤)、赣州组、南雄组(赣)、方岩组(浙东)：陆相红色碎屑岩为主，局部出现火山熔岩及火山碎屑岩
		下统		K_1	318—5 946	新隆组(桂)、罗定群(粤)、东井组(湖)、石帽山群(闽)、馆头组(浙)：陆相碎屑沉积，局部有火山碎屑岩，馆头组下部见海相夹层
	侏罗系	上统		J_3	1 500—9 800	菖莆组(赣)、长林组(闽)、磨石山组(浙)：陆相中酸性火山岩，局部中基性熔岩及沉积岩
		中统		J_2	824—3 210	那荡组(桂)、罗坳组(赣)、漳平组(闽)、毛弄组(浙)：陆相含煤碎屑沉积，杂色砂泥岩夹煤层
		下统		J_1	117—5 000	茅仙岭组(湘)、林山组(赣)、金鸡组(粤)、梨山组(闽)、花桥组(浙)：陆相含煤碎屑沉积，局部(粤中)出现海相—海陆交互相沉积
	三叠系	上统		T_3	635—7 666	平垌组(桂)、小坪组(粤)、杨梅垄组(湘)、安源组(赣)、大坑组(闽)：陆相含煤碎屑沉积，粤东出现浅海相砂泥岩及灰岩
		中统		T_2	110—9 613	百逢组(桂)、安仁组(闽)：浅海相碎屑岩
		下统		T_1	47—2 042	马脚岭组(桂)、大冶组(赣)、溪口组(闽)：浅海相碎屑沉积，局部为海相碳酸盐岩或中酸性—基性火山岩
古生界	二叠系			P	440—2 209	分布于桂、粤、赣、闽等地，属浅海碳酸盐岩及海陆交互相含煤碎屑岩
	石炭系			C	503—1 963	分布同二叠系，以浅海碳酸盐岩为主，闽北福鼎为千枚岩、砂泥岩
	泥盆系			D	1 500—5 000	除广西外，其它地区缺下统或中下统，浅海、滨海、陆相碎屑沉积
	志留系			S	3 000—13 000	桂东南—粤西一带属浅海复理石碎屑岩，含碳质页岩，局部有灰岩
	奥陶系			O	3 000—5 000	分布于桂、粤、湘、赣、闽等地，浅海相复理石碎屑岩
	寒武系			∈	1 342—6 025	分布同奥陶系，属浅海复理石碎屑岩，下统常夹硅质岩、石煤层；中上统夹有不稳定灰岩、白云岩
	震旦系			Z	数千—万余	黔东、桂北、湘中、赣中、北武夷一带为浅海碎屑岩-碳酸盐岩-硅质岩组合；粤、湘南、赣南及闽西南一带属浅海相复理石碎屑岩夹火山岩，中部普遍见含砾冰碛层位
元古宇				Pt_3	2 425—9 877	板溪群(湘)和楼子坝群(闽)：前者属海相复理石碎屑岩夹火山碎屑岩，细碧角斑岩；后者属浅海相砂岩、千枚岩、板岩
				Pt_{1-2}	2 250—22 681	陈蔡群(浙)、建瓯群(闽)：浅海相碎屑岩夹碳酸盐岩及中基性火山岩，主要由各种片麻岩、片岩、变粒岩、大理岩、角闪岩组成，同位素年龄 12—18.22 亿年

地区分布。晚三叠世-早侏罗世的印支运动使其形成线状褶皱带，完成印支块体与亚洲大陆的对接。

上三叠统-侏罗系-白垩系为一套陆相-潟湖相地层，如泰国的呵叻群，柬、老、越的中印支和上印支群。第三纪及第四纪的沉积仅局限于湖、河及滨海地区。

印支地层小区内各时代地层的岩性、岩相及厚度等详见表 5。

(5) 海南地层小区 (I-1-1E)

表 5　印支（主要以印支三国为代表）地层小区地层表

界(宇)	系	统	组(群)	代号	厚度(m)	岩　　性
新生界	第四系			Q		第四纪初，有大量玄武岩，其上有洞穴堆积，泰国为河川，滨海相碎屑堆积
	上三第系	上新统		N_2		仅见上新统，为砂岩，灰岩夹褐煤及硅藻页岩，产鱼化石 *Labes* 等
	下三第系			E		见于越北谅山，砂页岩含褐煤，有渐新统植物化石（?）
中生界	侏罗白垩系			K-J	>2 000	越南北方与南方、柬埔寨西部都有广泛分布，上部为陆相，主要为陆相红、灰色砂砾岩、砂岩及粉砂岩，也有火山碎屑岩，下部有海相下侏罗统，产 *Psiloceras longipontium Astarte subcarinata* 等
	三叠系			T	3 300	分布广，有海相、陆相两种沉积类型，海相以桑怒区较全，为砂页岩、凝灰岩等；陆相主要由碎屑岩组成，含植物、化石，为砂泥岩及煤和泥、灰质沉积
上古生界	二叠系			P		见于南北各地，灰岩分布最广，常与中上石炭统成超覆；硅质页岩限于高部位。昆嵩以南为陆成碎屑相及火山岩相。陆相地层与中上石炭统合称"下印支群"
	石炭系			C		许多地区多以灰岩为主，昆嵩高地南北侧中上石炭统，多为陆相碎屑岩。长山山系石炭系齐全，尤以下统最发育
	泥盆系			D	5 000—6 000	发育较全，北方分布较广，下部以页岩为主，中、上统主要为灰岩；南部是昆嵩隆起西缘，泥盆系以砂岩、灰岩为主，夹砂页岩
下古生界	志留系			S		分布局限，主要在北越黑水河，老挝的甘蒙、镇宁、安南、山系西北段，为硅质及泥质页岩、粉砂岩、砂岩组成，含八射珊瑚 *Heliolites* 及三叶虫
	奥陶系			O		分布以北方为限，安南山系中段由砂岩、石英岩及砂质页岩组成，含三叶虫 *Asaphopsis jacobi*，长蓬地区为灰岩、页岩、砂岩及砂页岩，产 *Kainella*（三叶虫）及腹足类化石
	寒武系			Є	1 800—2 100	仅见于北方长蓬及锦江流域，为浅变质灰岩夹页岩，含藻类、化石及无铰腕足类 *Obolelles*，*Drepanura* 等
元古宇				Pt	>3 000	分布于越南西北山区、红河两岸及马河上游、上寮地区与泰国边境、东部富科特山区；南部大面积出现于昆嵩高地。红河沿岸为粗晶片麻岩、片岩以及石榴石角闪石岩，厚 3 000m 以上，与我国哀牢山带相连。在昆嵩地区，大片出露角闪石、石榴石、黑云母副片麻岩、各种片岩、层状石英岩、大理岩、角闪岩等构成印支地块的基底

表 6　海南小区地层表

界(宇)	系	统	组或群	代号	厚度(m)	岩　性
新生界	第四系			Q	6—124	泥炭、粘土、砂、砂砾岩、杂色粘土、砂质粘土等
					63—827	橄榄玄武岩、辉斑玄武岩、玻基辉橄岩，夹凝灰岩、层凝灰岩及玻屑凝灰岩
	上第三系	上新统		N_2	40—560	上部贝壳碎屑岩、砂砾、粘土层夹玄武岩6层，富含化石；下部灰绿色含海绿石页岩和粘土、砂、砂砾层夹玄武岩12层，富含化石
		中新统	长坡组	N_1	240—547	上部灰色油页岩夹褐煤；下部杂色含钙粘土，含砾砂质粘土、油页岩，富含动植物化石
	下第三系	始新统	长昌组	E_2	442—554	棕色油页岩夹褐煤、砂岩、石英长石砂砾岩、砂岩，含植物等化石
		古新统	昌头组	E_1	398—689	灰色油质页岩、棕红色钙质泥岩、长石石英砂砾岩，含介形虫等化石
中生界	白垩系	下　统		K_1	4 288—4 804	上部灰紫色砾岩、砂砾岩、紫红色泥页岩，局部夹火山岩，火山碎屑岩、含轮藻及介形虫化石； 下部紫红、灰绿长石石英粉砂岩、夹粉砂岩、泥质页岩
	侏罗 | 白垩系	下白垩 | 上侏罗统		$J_3—K_1$	＞318	灰色砾岩、砂砾岩夹红色砂泥岩、砂岩，含植物化石
	三叠系	下　统		T_1	488—826	上部灰绿色泥页岩、夹粉砂岩及页岩，含植物化石； 下部灰白色砂砾岩、砾岩夹长石砂岩等
古生界	二叠系	下　统		P_1	793—1 425	硅质页岩、泥灰岩、石英粉砂岩、砂岩、砾岩、含生物燧石灰岩，泥质页岩夹砂岩，具冰碛岩沉积特征，含化石 *Parafusulina australia* 等
				?		
	石炭系			C	1 913—3 552	上部粉砂质页岩、中细砂岩、泥质页岩、硅质灰岩，含腕足类；中部白云质灰岩、灰岩夹燧石、泥质页岩、石英砂岩、砾岩；下部页岩、粉砂岩夹灰岩、白云岩，含腕足类、瓣鳃类化石
	泥盆系		石碌群	D	622—1 480	含铁石英细粉砂岩、千枚岩、含锰赤铁砂、白云岩、中基性火山岩，含铁、铜、钴、石膏砂岩、绢云母石英片岩、板岩、角岩、凝灰岩等1)
	志留系	中—下统		S_{1-2}	172—574	深灰色泥质页岩、粉砂岩、石英细砂岩，含三叶虫 *Coronocephalus* sp.，*Encrinuroides* sp.，腕足类 *Beitaia* sp.等
	奥陶系	上　统		O_3	1 086—1 710	绢云母粉砂质页岩、泥质粉砂岩、砾岩、含砾砂岩，含笔石 *Pseudoclimacograptus* sp.，腕足类 *Sowerbyella* sp. 等
		中　统		O_2	422—1 044	黑色泥质页岩、砾岩、砂岩、灰岩及碳质页岩夹碳质灰岩，富含笔石化石 *Glossograptus hincksii* (Hopkinson) 等
		下　统		O_1	246—650	灰色灰岩、白云岩、石英中细砂岩夹粉砂质页岩及磷块岩
		上　统		$Є_3$	108—543	灰色块状细晶灰岩及灰色含砾石英砂岩

续表

界	系	统	组或群	代号	厚度(m)	岩性
古生界	寒武系	中统		ϵ_2	500—1 032	灰色灰岩、白云岩、硅质页岩、磷块岩、碳酸锰、下部泥质页岩、粉砂岩、砂岩，含三叶虫：*Dawsonia dawsoni* (Hartt), *Xystridura hainanensis* Sun, *Galahetes pyrus* Chu et. Pagetiast；腕足类：*Homotreta venia*(Walcott)，金臂虫：*Plesidielymella convexolimbata* T.R.Lin
		下统		ϵ_1	1 111—2 047	灰色硅质白云岩、白云岩、粉砂质绢云母页岩夹含磷硅质岩、石英砂岩、粉砂岩、泥质页岩等

注：1）据海南岛重大基础地质问题研究队1989年意见，石碌群上部发现以Chuvia和Towia为代表的镰类化石群，说明石碌群含矿岩系时代应为晚元古代，与青白口系大致相当。

本区范围仅限于海南岛的中部及南部。它原属于冈瓦纳大陆，长期以来由于南半球逐渐向北漂移，最终靠拢并拼接于亚洲大陆，其地层特征有别于其它各区。

寒武纪地层为含锰、磷的碳酸盐岩，产三叶虫等化石。该地层与澳大利亚同时代地层在岩性上是相似的，三叶虫、金臂虫、腕足类和小壳动物化石与澳大利亚Queensland的Beetle Gneek组中的化石极为相似。

二叠系下统（栖霞期）具特征的冰碛岩沉积，䗴科动物群与华南不同，其中*Parafusulina*，*Pseudofusulina*和希瓦格䗴动物群的特征表明与特提斯有密切关系。二叠纪植物群也不同于华南。

海南地层小区内各时代地层的岩性、岩相及厚度等详见表6。

（6）渤海-北黄海地层小区（I-1-2A）

渤海及北黄海均属华北块体上的沉积区。两者所处的构造位置存在明显差异。前者是在沉降的背景下发育了完整的新生代盆地；后者则为在整体隆起的背景上出现局部凹陷，其间发育有主要是新生代可能部分包括晚期中生代的沉积，且构成分散的、规模不大的若干个沉积区。

综合钻井资料，渤海新生代盆地坐落于华北块体之上，基底、古生界及中生界与华北地层小区相同。

渤海新生代盆地的发育始于早第三纪始新世，底部地层称孔店组，属河流-干盐湖相的碎屑（局部含钙质）沉积，仅分布于中部近南北的狭长带状的拗陷地区。其上的沙河街组属始新一渐新世，以灰色砂泥岩为主，含生油岩系，属河流-湖泊及沼泽相，分布范围自下而上逐渐增大，由凹陷扩向斜坡。渐新统中上部地层称东营组，仍为中-浅湖及沼泽-河流相的灰色砂泥岩沉积，分布范围更大，几乎遍及整个盆地，有自盆地周边向中心加厚趋势。

上第三系包括馆陶组（中新统）及明化镇组（上新统）。馆陶组为巨厚的灰白色块状砂岩，局部含砂砾及泥岩。分布极广，覆盖了全区各个早第三纪凸起。明化镇组为以灰-灰绿色砂泥岩互层为主。分布广，有自边缘向中心加厚趋势。

渤海第四系为更新统平原组，厚度百米，分布极广，为灰色粘土、砂质粘土与灰绿色砂土不等厚互层。

北黄海据地震波组特征及速度资料分析，发育于古老基底上小型沉积区内的应为侏

表7 渤海区地层表

界(宇)	系	统	组(群)	代号	厚度(m)	岩性	化石或其他依据
新生界	第四系	更新统	平原组	Qp	660	灰色粘土，砂质粘土与灰色砂岩不等厚互层	
	上第三系	上新统	明化镇组	N_2m	1 901	下部泥岩夹砂岩，上部砂、泥岩互层	孢粉：粗肋孢属-蓼科-梨科组合
		中新统	馆陶组	N_1g	1 436	白色块状砂岩，含砾、砂、砂砾岩和泥岩	粗肋孢属-山核桃粉-菱粉组合
	下第三系	渐新统	东营组	$E_3^{2-3}d$	1 289	下部厚层灰色泥岩，上部灰色砂、泥岩互层	光亮西营介组合及细湾脊东营介组合
			沙河街组	E_3^1s	143	灰色泥岩夹油页岩、钙质页岩、白云岩	惠氏小豆介-具刺湖花介组合
					184	灰色泥岩及中-粗粒砂岩，含砾砂岩	椭圆拱星介组合
					752	灰一灰褐色泥岩夹薄层砂砾岩	中国华北介组合
		始新统		E_2s	125	深灰色与蓝灰色泥岩互层	麻黄属-旋花属孢粉组合
			孔店组	E_2k	192	下部紫红色泥岩夹砂岩，上部泥岩夹砂岩、白云岩	小刺鹰粉等孢粉化石
中生界	白垩系			K	536	西部灰色泥岩、砂岩、凝灰岩夹火山岩，东部为安山岩、凝灰岩等	女星介，狼星介
	侏罗系			J	587	西部灰白色凝灰砂岩夹深色泥岩及煤层，东部为火山岩	锥叶蕨，银杏属，苏铁属
古生界	二叠系			P	641	细砂岩、红色泥岩夹灰色砂岩，底夹煤层	阿里粉，拟开通粉，弗氏粉
	石炭系			C	183	浅色砂岩、生物灰岩、泥岩，下部安山质砂岩	舒伯特䗴，麦粒䗴
	奥陶系	中统	马家沟组	O_2m	511	上部灰色灰岩、豹皮灰岩、生物灰岩夹白云岩；下部黑灰色灰岩、豹皮灰岩，底部夹鲕藻灰岩	单肋矢牙形石，奥毕克牙形石，欧氏介，博尔介，真始石介
		下统	亮甲山组	O_1l	127	黑灰色白云岩、灰岩，含燧石结核	
			冶里组	O_1y	26	灰色灰岩及竹叶状泥质条带灰岩	
	寒武系	上统	风山组	ϵ_3f	239	浅色白云岩，局部夹灰岩及泥岩	
			长山组	ϵ_3z	73	浅色白云岩，竹叶灰岩夹白云灰岩及泥岩	
			固山组	ϵ_3g	76	褐灰色泥质白云岩、白云岩	
		中统	张夏组	ϵ_2z	218	灰色鲕状灰岩、灰岩夹泥岩及白云岩	
			徐庄组	ϵ_2x	152	暗红、灰绿泥岩、粉砂岩夹灰岩	
		下统	毛庄组	ϵ_1m	50	灰色白云质泥岩、白云岩、紫色泥岩	
			馒头组	ϵ_1ma	43	红、灰色泥质白云岩、泥质灰岩、泥岩	
			府君山组	ϵ_1f	42	深红灰色白云岩、白云质灰岩夹泥岩	
上元古界	辽南系		十三里台组	Pt_3	>56	灰白-紫红色灰岩、底夹泥质白云岩	
	青白口系		龙山组		26	海绿石石英砂岩	
中元古界—太古宇				Pt_2—Ar	>441	顶部花岗片麻岩、闪长岩，中下部混合花岗岩	同位素年龄999—1429Ma
					>26	片麻岩	同位素年龄 2 003—2 143Ma

罗系-白垩系及下第三系。

渤海沉积区内各时代地层的岩性、厚度及化石依据详见表 7。

（7）南黄海地层小区（I-1-2B）

南黄海位于扬子块体之上，基底地层特征可与扬子地层小区对比。南黄海海区发育有南北两个近东西走向的新生代沉积盆地。

据钻探资料，古老基底包括元古宇的海州群和胶南群变质岩系、震旦系等。古生界已揭露的仅限于以灰岩为主的石炭系及由灰岩、碎屑岩及煤系组成的二叠系。中生界包括下中三叠统青龙群及白垩系上统千南群，后者仅分布于北部盆地的北部，属盆地发育初期的沉积。

下第三系底部地层称泰州组，属古新统，为冲积-洪积相，岩性以杂色角砾岩为主。其上的阜宁群属古新-始新统，主要分布于南北两个盆地，厚度变化大，有自拗陷中心向四周迅速减薄的趋势。南部盆地以暗色砂泥岩为主，属还原环境的湖泊相沉积；北部盆地普遍含石膏，自西向东色调由黑变红，为半封闭环境的湖泊沉积。渐新统不整合于阜宁群之上，分下部的戴南组及中、上部的三垛组。前者为灰、灰黑色砂泥岩。分布于南北两个盆地，厚度变化大，受控于断层，属河湖-沼泽相沉积；后者以灰色砂泥岩、砂砾岩为主。分布广泛，横向上厚度变化及因受断层影响而出现的分割状特征已大为减弱，属浅湖-河流相沉积。

渐新统南盆厚度大，煤系地层发育，北盆则以出现含膏砂泥岩为特征。

不整合于下第三系之上的上第三系由中新统黄海组及上新统勿北组组成。

黄海组由各种砂泥岩组成，具分布广，厚度稳定，岩性、岩相变化小的特点；勿北组为砂泥岩夹砾岩，分布广，属河流相沉积。

南黄海的第四系称东台群，为海陆交互相到海相沉积，主要由砂质粘土、细砂等组成。

南黄海沉积区内各时代地层的岩性、厚度及化石依据详见表 8 。

（8）东海陆架地层小区（I-1-2C）

位于东海西部的大陆架上，为一大型的中—新生代沉积盆地。

钻探揭示，已发现的古老地层称温东群。仅见于南部灵峰构造上。为黑灰色黑云母角闪斜长片麻岩。岩石化学资料分析推定属正片麻岩。原岩应为闪长岩类的苏云石英闪长岩、正长岩、正长闪长岩和二长岩。经铷锶法测定同位素年龄为 1 680Ma。

古生界—中生界尚未经钻井揭示，据地球物理及周边地质资料推测，古生界可能由一些碎屑岩及其变质岩组成。中生界则主要是一套陆相的以上侏罗统为主的火山岩和火山碎屑岩，大致呈北北东沿虎皮礁—海礁—鱼山凸起东缘一线分布于东海的西部。东海南部还可能存在有海相的侏罗纪—早白垩世沉积层。由地震波组分析结合区域资料对比，东海陆架盆地的出现应始于晚白垩世。作为箕状断陷盆地发育初期的沉积，其特征是受断层控制，厚度变化大，分割性强，呈多中心状。分布方向与区域构造线一致北东—北北东。岩性可能主要是一套砂、泥、砾组成的陆相碎屑岩。下第三系发育，并经多口井钻遇。自下而上分为古新统灵峰组、始新统瓯江组及平湖组和渐新统花港组。

灵峰组分布较广，受箕状凹陷控制。南部台北及更南的台西拗陷为海相沉积；北部浙东及更北的福江拗陷以陆相为主。主要岩性为深灰色泥岩及浅灰色砂岩夹煤层，含多种

表 8 南黄海区地层表

界(宇)	系	统	组(群)	代号	厚度(m)	岩性	化石或其他依据
新生界	第四系		东台群	Qd	317	灰黄色砂质粘土、细砂，底部含砾	螺、蚌、有孔虫及少量介形类
	上第三系	上新统	勿北组	N_2v	681	灰、灰黄色粉砂泥岩，粉砂-细砂岩夹砾岩	弯曲玻璃介及草本植物孢粉
		中新统	黄海组	N_1w	873	灰、棕色泥岩，砂岩及含砾砂岩	菱-水蕨孢粉组合
	下第三系	渐新统	三垛组	$E_3^{2-3}s$	492	粉砂质泥岩、粉砂岩，含砾细砂岩	介形虫 *Cypris decargi* 及轮藻等
			戴南组	E_3^1d	1 135	灰色粉砂岩、泥岩、长石石英砂岩夹煤层	杏仁拟星介及裸子类孢粉
		始新—古新统	阜宁群	$E_{1-2}f$	1 678	岩性分四段，以泥岩为主，部分砂岩	常州圆星介，玻璃介，达尔文介
			泰州组	E_1t	241	杂色厚层角砾岩夹薄层紫色泥岩	介形虫 *Cypridea arciformis* 等
中生界	白垩系	上统	千南群	K_2q	1 000	上部黑色泥岩，下部红色砂岩夹泥岩	黄海美星介，泰州近渔乡叶肢介
	侏罗系	上统	天马山组	J_3t	?	火山岩及火山碎屑岩	未经钻井证实，据分析推定
		中-下统	象山群	$J_{1-2}x$	?	砂页岩夹煤系	未经钻井证实，据分析推定
	三叠系	下统	青龙群	T_1q	1 615	薄层泥晶灰岩、瘤状灰岩、泥灰岩、泥岩、粉砂岩	有孔虫 *Meandrospira insolita* 等
古生界	二叠系	上统	大隆组	P_2d	110	灰色粉砂岩、砂岩夹页岩	
			龙潭组	P_2l	330	长石石英砂岩、粉砂岩、白云岩及煤层	孢粉: *Crassispora kosankei* 等
		下统	栖霞组	P_1q	160	灰色灰岩，上部夹燧石，下部夹泥灰岩	䗴科 *Misellina claudiae*
	石炭系	上统	船山组	C_3c	133	褐灰色生物藻团灰岩，泥质灰岩	䗴科 *Triticites sovoidus*
		中统	黄龙组	C_2h	255	灰色薄层灰岩，泥质灰岩	䗴科 *Profusulinella* cf.
		下统	和州组	C_1h	263	灰色白云质灰岩夹泥质灰岩	
			高骊山组	C_1g	163	深灰色泥质砂岩、粉砂岩夹粉晶灰岩	
元古宇	震旦系			Z	68.5	黄绿、棕紫色千枚岩、灰白色石英岩、硅化灰岩、白云质灰岩	

化石。地层时代无疑。

始新统分布广，厚度大，亦具“南海北陆”的特点。瓯江组分布于南部瓯江凹陷中。下段为灰白色粉砂岩夹砂岩、生物灰岩及泥岩；上段为灰、灰白色粉细砂岩。据所含海相化石推定应属早—中始新世。平湖组分布于北部浙东拗陷，下段为灰黑色泥岩，浅色粉砂岩含沥青煤及碳质页岩；上段为深灰色泥岩，砂岩夹煤。据多种化石对比，本组应属晚始新世，为夹海相层的湖泊沉积。

花港组呈北东—北北东带状分布于东海陆架盆地东部凹陷带。厚度由中心向两侧减薄。主要岩性为灰黑色泥岩，粉、细、中及含砾砂岩夹煤层，属局部夹海相层的陆相沉积。所含化石可与渤海及南海的相当地层对比。

上第三系广泛分布，中新统厚度巨大，下部龙井组上细下粗为灰色砂泥岩互层夹煤；中部玉泉组为泥岩夹粉砂岩和碳质页岩及煤；上部柳浪组为浅灰色泥岩、泥质粉砂岩、粉砂质泥岩夹煤层。中新世早期到中期是沉积范围不断向西扩展的过程，而晚期则属盆地萎缩阶段。北部地层曾受明显的构造变动，由挤压而产生褶皱及逆冲断层。北部中新统以陆相为主，偶夹海相层；南部为海陆过渡相以至海相。上新统称三潭组，层位稳定，产状近水平，厚度自西向东逐渐加大，下部为陆相沉积，上部为海陆过渡相。

第四系东海群为一套遍布全区的披覆型沉积，灰色粉砂质粘土与粘土质粉砂质互层，厚度稳定，产状水平。为海相，局部夹陆相沉积。

东海陆架沉积区内各时代地层的岩性厚度及化石依据详见表 9。

(9) 南海北部陆架地层小区（I-1-2D）

包括珠江口、北部湾、莺歌海、琼东南、台西南及西沙盆地群等新生代盆地，相同的构造位置及类似的演化过程使地层发育颇为相似，所产化石具类比性。前第三纪基底已知有元古宇、古生界及中生界的白垩系。元古宇为花岗片麻岩和黑云母二长片麻岩，见于西沙群岛西永一井，同位素的年龄 627Ma[1)]；古生界见于莺歌海和北部湾盆地的钻井，为混合岩、石英岩、云母片岩及碳酸盐岩；白垩系为红色砂砾岩、安山玢岩、凝灰岩等，亦见于北部湾。

新生代盆地最早出现于北部湾。古新统称长流组，红色砂砾岩与泥岩互层。洪积-冲积相。见于断陷底部，为盆地早期阶段产物，分布不广。始新统盆地除北部湾外，珠江口、莺歌海和琼东南盆地均有发育。北部湾盆地称流沙港组（E_2-E_3^1）为砂泥岩互层夹煤的半深—深水湖相，主要分布于凹陷部位；珠江口盆地是砾岩、砂岩及泥页岩夹煤及碳质页岩，下粗上细；莺歌海及琼东南盆地称崖城组（E_2-E_3^1）为砂泥岩交替的含煤地层，属夹海相层的陆相沉积，为盆地发育初期产物。

渐新统分布广泛，珠江口盆地称宝安组（E_3^1）和珠海组（E_3^{2-3}）以灰白色砂砾岩、粉细砂岩与深灰色泥页岩、沥青质页岩等互层为特征；北部湾盆地称涠州组（E_3^{2-3}）以砂泥岩互层为主，有上下粗、中间细的特征；莺歌海及琼东南盆地称陵水组（E_3^{2-3}），以长石石英砂岩为主，间夹含灰质砂岩及泥岩。

中新统在南海北部陆架各盆地分布广，厚度大，属浅海-滨海相沉积．珠江口盆地厚度超过 2 200m，由珠江组（N_1^1）、韩江组（N_1^2）及粤海组（N_1^3）组成。各组均由砾

1）英国BP公司曾测得年龄为 1 450 Ma。

表 9　东海陆架区地层表

界(宇)	系	统	组(群)	代号	厚度(m)	岩　　性	化石或其他依据
新生界	第四系		东海群	Qd	455	浅灰粉砂质粘土层与粉砂层互层	超微化石缺口假艾氏石(NN_{19})大、洋桥石(NN_{20});有孔虫假轮虫等、
	上第三系	上新统	三潭组	N_2s	692	泥岩、粉砂质泥岩、砂岩、砂砾岩不等厚互层，夹褐煤	超微化石皱纹三角棒石(NN_{12})五射盘星石(NN_{18})等
		中新统	柳浪组	$N_1{}^3l$	1 600	含砾砂岩、粉砂质泥岩、粉砂岩、泥岩	枫香粉-粗肋孢组合带
			玉泉组	N_{2g}^{3}	1 412	下部灰绿色泥岩、页岩夹砂岩及煤；上部杂色泥岩，泥质粉砂岩夹沥青页岩、煤	异形楔形石(NN_8)及有孔虫扁环卷小反称虫等
			龙井组	N_1^1l	1 186	深灰色泥岩、粉砂岩互层夹页岩及煤	孢粉：小菱粉—松属组合
	下第三系	渐新统	花港组	E_3h	1 221	灰黑色泥岩，砂岩，含砾砂岩夹页岩及煤	介形虫华花介；有孔虫具棱拟单栏虫及瓣鳃类等
		始新统	平湖组	E_2^3p	1 700	下部黑色泥岩，浅色岩砂含沥青质煤，上部深灰色泥岩、砂岩夹煤	有孔虫双背小九字虫；介形虫中华金星介，美星介等
			瓯江组	$E_2^{1-2}o$	850	浅色砂岩夹生物灰岩及泥岩；上部细砂岩及灰色泥岩	NP_{13}的卢多盘星石；NP_{16-17}的脐形网窗颗石
		古新统	灵峰组	E_1l	519	下部深灰色泥岩夹浅色砂岩；上部浅灰色砂岩，含砾砂岩夹煤层	NP_4麦塞椭圆颗石，NP_5鼓形簇形石，NP_6柯氏日颗石，NP_8里氏日颗石，NP_9多射盘星石
中生界	白垩系	上统		K_2	6 500 ?	由砂、泥、砾岩组成的陆相碎屑岩	未经钻井揭露，据地震波组及区域对比推测
		下统		K_1	?	可能为海相砂泥岩	
	侏罗系	上统		J_3	?	中酸性火山岩及火山碎屑岩	为浙闽火山岩东延部分
古生界				P_2	?	碎屑岩及其变质岩	由区域对比推定
元古宇			温东群	Ptw	320	黑色黑云母角闪斜长片麻岩(正片麻岩)	铷锶法测定年龄为 1 680 Ma

岩、砂岩、粉砂岩及泥岩等组成，局部夹煤及炭屑。北部湾相当的地层称下洋组(N_1^1)、角尾组(N_1^2)及灯楼角组(N_1^3)，总厚度超过 900m，亦由砂砾岩、砂岩，泥岩等组成，似有下粗上细的特征；莺歌海及琼东南盆地中新统分别称三亚组(N_1^1)、梅山组(N_1^2)及黄流组(N_1^3)，总厚度超过 1 200m。三亚组西部为大套砂砾岩、东部为灰质砂岩、含砾砂岩等。梅山组西部以碳酸盐岩为主，东部为泥岩及砂岩，黄流组西部为砂砾岩与泥岩互层，东部为含砾石英砂岩夹砂质灰岩等。

西沙盆地群的中新统称为西沙组(N_1^1)、宣德组(N_1^2)、永乐组(N_1^3)，为一套灰色钙藻白云岩、生物礁白云岩及碎屑灰岩。直接盖于元古宇之上，厚度近 800m。

上新统为近水平的沉积层，分布极广，厚度稳定。珠江口盆地称万山组、北部湾盆

地称望楼港组，莺歌海及琼东南盆地称莺歌海组，西沙盆地群称永兴组。除永兴组为白垩层及生物碎屑灰岩外，全由下细上粗泥岩、砂岩及砾岩组成，属海退旋回沉积。

珠江口、北部湾、莺歌海及琼东南盆地的第四系，厚100—260m不等，以砂层、粘土及生物碎屑等为主；西沙盆地群以生物礁灰岩为主，厚210m；台西南盆地的第四系厚度可达数千米，下部更新统由页岩、泥岩夹细一中粒砂岩组成，上部全新统为珊瑚礁和粘土、砂、砾组成的冲积层。

南海北部陆架区以珠江口盆地为代表，各时代地层的岩性、厚度及化石依据详见表10。

表10 南海北部陆架区（以珠江口盆地为代表）地层表

界	系	统	组(群)	代号	厚度(m)	岩性	化石或其他依据
新生界	第四系			Q	125	碎屑岩为主，间夹泥质层	见截锥圆幅虫(右旋)
	上第三系	上新统	万山组	N_2	485	砾岩与砂岩为主，为下细上粗的海退旋回	超微化石分布广，属NN_{12}-NN_{18}带
		中新统	粤海组	N_1^3	644	砾岩、砂岩、粉砂岩与粉砂质泥岩、泥岩组成不等厚互层	有孔虫：毕克卷轮虫，日本卷轮虫。超微化石：膨扩依稀石等（NN_{10}-NN_{11}）
			韩江组	N_1^2	672	下部砂砾岩、砾岩和砂岩夹泥岩；上部粉砂质泥岩夹褐煤	夏克螺轮虫（*Turborotalia siakensis*）组合
			珠江组	N_1^1	906	由砾岩、砂岩、粉砂岩及泥岩组成，岩性下粗上细	有孔虫可与北部湾对比，超微化石为世界各地早中新世优势种
	下第三系	渐新统	珠海组	E_3^{2-3}	595	灰白色砂砾岩、粉-细砂岩与深灰色泥岩、页岩等成不等厚互层	孢粉：苗榆粉-双束松粉组合。超微：NP_{25}-NP_{24}带
			宝安组	E_3^1	336	灰白色砂砾岩、粉-细砂岩与深灰色页岩互层，夹沥青质页岩	孢粉丰富，为杉粉（*Taxodiaceae-pollenites*）-高腾粉组合
		始新统		E_2	758	上部深灰色泥页岩与浅色砂岩互层，局部夹煤；下部浅色砂岩及砂砾岩	孢粉：克民榆粉((*Ulmoideipites krenpii*)-褶皱粉(*Plicapollis*)组合

注：据钻井资料，珠江口盆地第三系之下广泛发育中生代花岗岩(γ_5)。

（10）南海南部陆架地层小区（I-1-2E）

主要包括加里曼丹北坡的陆架区，发育有曾母及文莱-沙巴等盆地。

始新统及以下地层均已变质，构成盆地基底。曾母盆地（包括西部的东纳土纳，东北部的南北康和东南部的巴林坚三个沉积区）的拉让群（E_{1-2}）由泥岩与杂砂岩夹浊积层组成，上部夹灰岩。浅--半深海相，厚度大，地层已褶皱变质。

文莱-沙巴盆地的穆卢组（或克罗克组）由褶皱变质的千枚岩、板岩及硬砂岩组成，属浅海一半深海浊积层系。本组时代可上延至渐新世。

渐新统极为发育，分布广，厚度大，与下伏地层呈不整合接触。曾母盆地的曾母组厚可达数千米（包括部分下中新统）；文莱-沙巴盆地的塞塔普组以页岩为主，间夹薄层砂岩，厚可达6 000m。时代自晚渐新世延至中中新世。

曾母盆地下—中中新统以砂页岩为主，局部夹灰岩；中—上中新统为河流、滨海相（东南部）及碳酸盐岩，厚数百米。文莱-沙巴盆地中中新统称米里组，上中新统为诗里亚组，为两个下细上粗三角洲相砂岩体。

南海南部许多盆地，上新统与第四系不分。与下伏中新统为不整合接触。地层厚100到数百米不等，为海-滨海-海岸平原相。由砂岩、页岩及粘土岩组成，局部夹褐煤层。

南海南部陆架区以曾母盆地为代表，各时代地层的岩性、岩相及厚度详见表11。

表11 南海南部陆架区（以曾母盆地为代表）地层表

界	系	统	组(群)	代号	厚度(m)	岩性
新生界	第四系	上新统	北康组	$Q—N_2$	～1 000	东南部为海—滨海砂页岩；东北部为开阔海—海岸平原相的砂泥岩互层；西部砂页岩夹褐煤
	上第三系	中新统	南康组	N_1^3	＞300	主要为碳酸盐岩
			海宁组	N_1^2	～840	以砂页岩为主，夹薄层灰岩及条带状砂岩、煤
			曾母组	N_1^1	～1 000	东部为海相页岩与灰岩互层；西部以砂岩为主
	下第三系	渐新统		E_3		
		始新—古新统	拉让群	$E_2—E_1$	～10 000	由泥岩与杂砂岩夹浊积层组成，上部夹灰岩，属浅—半深海沉积，地层已褶皱并轻微变质

中国海区各沉积盆地新生代地层接触关系及横向对比见表12。

表12 中国海区新生代地层对比略表

地层	渤海	北黄海	南黄海	东海西部（陆架）	东海东部（冲绳）	珠江口	北部湾	莺歌海 琼东南	曾母
第四系	平原组	第四系	东台群	东海群	冲绳海槽统	第四系 ?	第四系	第四系	北康组
上新统	明化镇组	上第三系	勿北组	三潭组	上冲绳盆地统	万山组	望楼港组	莺歌海组	
中新统	馆陶组	?	黄海组	柳浪组 玉泉组 龙井组	下冲绳盆地统	粤海组 韩江组 珠江组	灯楼角组 角尾组 下洋组	黄流组 梅山组 三亚组	南康组 海宁组
渐新统	东营组 沙河街组	下第三系	三垛组 戴南组	花港组		珠海组 宝安组 ?	涠州组	陵水组 ?	曾母组
始新统	孔店组		阜宁群	平湖组 瓯江组		始新统	流沙港组	崖城组	拉让群
古新统			泰州组	灵峰组			长流组		

大陆边缘地层亚区（I-2）

包括了日本海、冲绳海槽、南海中部海域、苏禄海、苏拉威西海等海区以及其东侧的岛弧带(西南日本、琉球及菲律宾)。根据由不同发展历史决定的地层发育特征，可进

一步划分为四个地层小区。

(1) 日本-日本海地层小区 (I-2-1)

中新世时亚洲大陆边缘裂解，裂缝扩大发展形成日本海。碎块东移即为现今的西南日本。

已发现的最古老地层是位于本州岛中部的飞驒变质岩，曾在其硅线石片麻岩中测得同位素年龄为1 500—1 700Ma，属元古宙，可能与日本海西侧临近朝鲜的同时代变质岩相当。日本海的郁陵岛及其北部的一些地垒状凸起亦有前寒武系分布，为各种片麻岩、片岩及混合岩。

古生界已知有志留、泥盆、石炭及二叠系。志留、泥盆系见于飞驒、球磨一纪伊及四国地区，分布零星，为灰岩、凝灰质页岩等；石炭、二叠系不整合于下伏地层之上，分布极广，由碎屑岩、灰岩及各种火山碎屑岩等组成，厚达数千米。日本的古生界由受变质作用影响的若干变质岩系（带）组成。

中生界在日本及日本海都有发育。三叠系分布于西南日本内、外带及关东地区。受印支运动影响，中、上三叠统在岩相及厚度上都有明显差异。中统代表运动前的地槽沉积，常与古生界共同组成变质基底。上统属造山带前缘或内陆湖泊堆积。侏罗系在西南日本有内带及外带两种类型。内带以内海及港湾相沉积为主，岩相及厚度变化较大；外带以海相为主。白垩系分海相与以陆相为主两种类型。秩父区一般呈盆地状叠置于古生界之上；小型，以陆相为主；海相白垩系见于西南日本外带之南部，属四万十群。中村地区还包括下第三系，沉积厚度大，为碎屑岩夹火山岩。

新生界在日本及日本海分布极广，多沉积于中生代晚期形成的凹陷之中，有海相也有陆相。新生代后期广泛的火山活动，堆积了巨厚的熔岩及火山碎屑岩。

下第三系分布在北九州、西南日本外带、日本海大和海岭。北九州呈孤立盆地，西南日本外带为海相带状延伸，属四万十群的一部分。上第三系普遍不整合于下第三系之上，下部以海相为主，日本内带日本海一侧及海域出现大面积火山喷发，形成厚2 000 m的凝灰岩带。第四系广泛发育于日本及日本海，陆相碎屑为主，近水平产状，厚不超过200m。第四纪还有强火山活动。

(2) 琉球群岛-冲绳海槽地层小区 (I-2-2)

中新世中期因菲律宾海板块俯冲，海底扩张使琉球群岛从钓鱼岛隆褶带分离东移成岛弧，弧后出现盆地即冲绳海槽。

琉球群岛古生界分布于西侧的石垣带及本部带上，南部称八重山群，北部称本部层。由一套浅变质岩组成，时代属二叠纪。此带向东称国头带为一套主要属中生界及部分新生界的火山-沉积变质岩系。更东的岛尻带上除早第三纪沉积外，主要发育中新世、上新世的海相沉积。前中新统经强烈褶皱变质，组成基底杂岩。第四系琉球灰岩不整合于下伏地层之上。

冲绳海槽的基底应与琉球岛弧相同，为上古生界包括局部中生界的变质岩系。海槽自中中新世起接受沉积，最大厚度达10 000—11 000m。冲绳海槽地壳厚度16—24 km。中新统主要发育在盆地北部，最大厚度5 000—6 000m，自北向南自西到东有减薄趋势，为陆-浅海-半深海相的碎屑沉积。上新统广泛分布于海槽盆地之中，最大厚度5 500 m。自西向东逐渐减薄，为浅海—半深海碎屑沉积。第四系最大厚度3 000 m，浅海相沉积。

冲绳海槽区地层分层、岩性、岩相及厚度详见表13。

表13 冲绳海槽区地层表

界	系	统	组(群)	代号	厚度(m)	岩性	化石或其它依据
新生界	第四系		冲绳海槽统	Q	651	浅海沉积、灰黄色中一粗粒砂岩及部分砾质砂岩	综合吐噶喇拗陷中的吐噶喇一井及岛尻拗陷中冲绳一井及宫古近海一井等三口钻井资料编成 厚度据吐噶喇一井资料
	上第三系	上新统	上冲绳盆地统	N_2	771	浅海沉积、粉砂岩、砂岩泥岩间夹凝灰岩	
		中新统	下冲绳盆地统	N_1	1 558	陆相-浅海相-半深海相碎屑岩及火山碎屑岩、熔岩	
中生界			前冲绳盆地统	Mz	?		据区域对比推测
古生界	二叠系		本部层	P	?	浅变质岩系	与琉球群岛本部层相当

(3) 南海中部-苏禄海地层小区 (I-2-3)

本小区自西北向东南可分为三部分，即南海中部、南沙海域及苏禄海。南沙海域以礼乐滩为代表，元古宇基底由浅一深变质岩组成，可与西沙群岛的变质基底对比。据桑帕吉塔一井资料，礼乐滩盆地内新生界不整合覆盖于早白垩世含煤碎屑和火山碎屑岩之上。下第三系包括古新统东坡组，下一中始新统阳明组，上始新统—上渐新统忠孝组，由滨（浅）海一半深海陆架灰岩，三角洲相碎屑岩、页岩等组成，厚度超过 1 300m。上第三系及第四系（包括部分上渐新统）称礼乐组，为内浅海、亚滨海潮滩相的浅色灰岩，厚达 2 160m。

南海中部为深海平原，属洋壳性质。上部为深海沉积层。除随下伏基底地形变化而微有起伏外，一般呈水平状。南北两侧厚度较大，2 000m 或 2 000—3 000m。中部仅数百米，下部为大洋玄武岩层（层2）。表面起伏不平，但厚度一般均稳定在 200m 左右。中美联合调查（1979年冬）资料根据磁异常展布方向及特征分析，南海海底有两期扩张。第一期为距今 126—120Ma 或 70—63Ma，现见于海盆东北及西南的大洋玄武岩，主要属晚白垩世，应为第一期扩张留下的残片；第二期可细分为两幕（距今 32—27Ma 及 23—17Ma），扩张轴位于 15°N 附近，走向北东东。扩张产生的晚渐新世—早中新世大洋玄武岩占据着南海中部海盆的绝大部分面积。

苏禄海可以卡加延火山脊为界分南北两部。北苏禄海水深 1 500—2 000m，在属于大陆性基底之上有较厚的中新世以来的沉积；南苏禄海经折射地震资料证实为洋壳，上覆厚 2 000m 的沉积物。卡加延脊和苏禄海岭在中中新世开始拉开，新生的大洋玄武岩，其时代当属中中新世。

(4) 菲律宾群岛地层小区 (I-2-4)

本区包括菲律宾群岛及巴拉望岛。最老的地层（石炭系和二叠系）呈孤岛状散布于北巴拉望及民都洛岛，由两套岩系组成：下岩系为角闪片岩、片麻岩及绿片岩；上岩系为绿泥石-绿帘石-云母片岩、千枚岩及板岩。侏罗系（部分包括三叠系）发育于北巴拉望及民都洛岛，为厚数千米至近万米的复理石型沉积。白垩系和第三系未分，地层分布

较广，主要由砂页岩、基性熔岩、火山碎屑岩及少量灰岩组成。渐新统一中新统：下部为角斑岩及安山岩，偶夹灰岩。在吕宋马德里山脉和马林杜克岛厚度超过 1 500m；上部为砂、泥、砾岩夹灰岩的类复理石沉积及中酸性火山岩及其碎屑岩，最大厚度超过 3 300m。上新统一更新统由山间拗陷中的凝灰岩和洪积的粗粒沉积所组成。第四系沉积伴有火山活动，有安山岩、凝灰岩及集块岩等。

2. 菲律宾海地层区（II）

地球物理及深海钻探资料已经证实菲律宾海是一个由海岭和海盆组成具洋壳基底的边缘海。自西向东包括西菲律宾海盆、九州-帛琉海岭、四国-帕塞维拉海盆、马里亚纳海岭、马里亚纳海槽及马里亚纳岛弧和海沟等。本地层区仅涉及前三者。

西菲律宾盆地距今 40Ma 前出现，由太平洋板块运动方向从北北西转为北西西时发生圈闭而形成。海盆中央有一北西西向断裂，断裂两侧磁条带年龄为 40—50Ma。深海钻探证实其时代主要为始新世。海盆西侧有一贝姆隆起，下伏拉斑玄武岩年龄为 37—38Ma（晚始新世）。上覆厚 200 余米的晚始新世—晚渐新世软泥、白垩和夹燧石层的火山灰。再上是 150m 的晚渐新世一更新世超微化石软泥。海盆北部的大东和冲大东海岭具有与岛弧相似的地壳结构，莫霍面埋深超过 16km。海岭具有前第三纪变质基底，钻井揭示上覆有中始新世的陆源泥岩、粉砂岩等。晚始新世直到第四纪均为深海沉积。

南北走向的九州-帛琉海岭将菲律宾海盆分成东西两部分。钻井（DSDP 448）揭示在玄武质火山岩及粗粒火山碎屑角砾岩之上覆盖着 166m 中、晚渐新世凝灰岩，再上是 171m 晚渐新世至早一中中新世含超微化石软泥和白垩。四国—帕塞维拉海盆呈南北走向。中部一近南北向裂谷带将海盆分为东西两部，据钻井资料，西部有渐新世超微化石软泥覆盖于玄武岩之上；东部玄武岩之上有褐泥、粘土岩、火山灰白垩、沸石粘土等，时代为中新世。

由上所述，各区在地层发育及岩性、岩相上存在差异。作为地质发展历史的记录，反映了各自特有的演化历史。在互相靠拢拼接成统一的大陆之前，是彼此独立的块体。中生代及以后的地层发育特征，反映板块运动时大陆特别是其边缘的影响和改造。

二、岩浆活动

岩浆活动的规模，其发生及延续时间，岩浆岩的种类及分布，无不在一定程度上反映地壳运动及历史演化。本区岩浆岩具有分布广、岩类全、形成期次多的特点。岩浆岩产出形式有侵入岩，也有火山岩。侵入岩以酸性为主，火山岩则包括酸性、中性及基性岩类。

（一）各时代岩浆岩简述

1. 太古宙岩浆岩

见于华北地层小区，集中分布在冀北、鲁西及朝鲜等地。出露岩类有酸性（花岗岩）、中性（闪长岩）、基性（辉长岩、二辉岩）和超基性岩（蛇纹岩、橄榄岩）等，以酸性、

中性侵入岩为主，呈北东、东西及北西向展布。侵入于太古宇，常被元古宙地层不整合覆盖。岩基、岩株状产出，同位素年龄值在 2 200—2 500Ma 间。

酸性侵入岩（γ_1）：片麻状花岗岩以冀北青龙县三合店岩体，混合花岗岩以鲁西徂徕山和三官寨等岩体为代表。此外，莲花山岩群分布在朝鲜半岛南部和北部，主要为中粗粒变晶花岗岩类、巨晶斑状变晶花岗岩类。

中性侵入岩（δ_1）：闪长岩以冀北抚宁县柳各庄、鲁西徂徕山等岩体为代表。基性及超基性岩（ν_1-σ_1）：朝鲜的安道尔岩群分布在狼林区，呈脉状、层状贯入或喷出，为角闪岩、辉长岩、辉石岩、橄榄岩以及辉长辉绿岩、辉绿玢岩等。

2. 元古宙岩浆岩

分布于陆上大部分地层小区，东海灵峰一井亦曾钻遇。岩类齐全，以酸性侵入岩为主。岩体呈北东及北西向展布。侵入于元古界之中，被震旦纪地层不整合覆盖。岩基、岩株状产出。同位素年龄值在 800—2 000Ma 之间。

酸性侵入岩（γ_2）包括花岗岩、花岗斑岩和花岗闪长岩(部分已混合岩化)。以东海灵峰一井、冀北光头山、鲁东昆嵛山、桂林本洞、赣北九岭、皖南休宁、浙西石耳山以及朝鲜利原岩群、瓮津岩群和越北老街等岩体为代表。

碱性侵入岩（ξ_2）包括正长岩、霞石正长岩、石英正长岩，以朝鲜朔州岩群为代表。基性-超基性侵入岩（ν_2-σ_2）包括辉长岩、辉绿岩、橄榄岩、蛇纹岩，以鲁东日照梭罗树岩体、大别山岩带、朝鲜碧城及延山岩群为代表。

3. 加里东期岩浆岩

主要分布于华南地区，沿北东向呈带状展布，以酸性侵入岩为主。岩体侵入于前泥盆纪地层中，为中下泥盆统所覆盖。多呈岩基状产出，同位素年龄为 385—552Ma。

酸性侵入岩（γ_3）包括花岗岩、花岗闪长岩、二长花岗岩及斜长花岗岩。以桂东北真宝顶，湘中白马山，赣西南武功山、宁冈、上犹，闽西宁化及浙东魏山等岩体为代表。此外，日本海西部也发育有本期岩体。

在西南日本外带四国地区志留系中有流纹岩、熔结凝灰岩及凝灰岩。伴随的花岗岩年龄值为 350—420Ma。

4. 华力西期岩浆岩

分布于中国东部大陆及其他一些地区。岩类齐全，其中花岗岩、花岗闪长岩及辉绿岩最为重要。

在我国，花岗岩及花岗闪长岩侵入于二叠系及更老的地层之中，其上不整合覆盖下侏罗统或白垩系。多呈岩基状产出，同位素年龄值 231—289Ma。分布大致呈南北两带，南带发育于武夷山—云开大山北侧，北东向展布，由大容山、十万大山，福建纬埔、江西高家田、麦斜等岩体组成；北带见于河北北部 41°N 以北地区，东西向展布。由大清沟、红旗滩、康保、云雾山、韩家店、光岑山、围场等岩体组成。辉绿岩集中分布在桂西北、黔东南。成群出露于红水河以西地区，构成东西向的基性岩带。

日本球磨、纪伊石炭—二叠纪地层中有多期海底基性喷发岩、黑濑川构造带的花岗闪

长岩其同位素年龄相当于志留纪—石炭纪。日本海大和海岭拖网取得华力西期花岗岩。

朝鲜有晚泥盆世的平康岩群、南江岩群以及晚二叠世的清津岩群。前两者为碱性的正长岩及霞石正长岩；后者属辉长辉绿岩、橄榄岩及蛇纹岩。

菲律宾群岛上古生界变质岩系下部由细碧岩、基性熔岩等组成蛇绿岩套。加里曼丹中、西部有零星的花岗岩及辉长岩分布。泰国有石炭纪花岗岩。马来半岛中央山脉以东有晚石炭世花岗岩。

5. 印支期岩浆岩

在华北、扬子、华南及印支、海南等区均有广泛分布，发育有以花岗岩、花岗闪长岩为主的各种岩类。总体呈北东向展布，岩基、岩株状产出。同位素年龄值 195—223Ma。我国以十万大山、湘中南、赣南、皖南、辽东等地诸岩体为代表。海南岛以儋县、琼中为代表的花岗岩体经研究为由华力西期四次侵入和印支期三次岩浆活动形成的复式岩体。

朝鲜有豆满江岩群（209Ma）及惠山岩群（184—214Ma），均以花岗岩为主。

日本列岛秋吉运动有中酸性、基性、超基性岩浆侵入。船津花岗岩同位素年龄为 180—220Ma；基性—超基性岩见于飞驒、三郡、三波川—御荷鉾、阿武隈等变质带，为橄榄岩、二辉橄榄岩、辉石岩及角闪岩等。岩体形成时代可能由二叠纪延至中生代中期。

印支区此期岩浆岩活动频繁。有两个岩带，一为越南北部黑水河及桑努带，另一为泰马岩带。黑水河及桑努带呈北西向延伸。三叠纪时为活动性海槽，早期有海底喷发的基性熔岩，中期（中三叠世）为基性—超基性岩，晚期为以奠边府组合为代表，包括辉长岩、闪长岩至淡色花岗岩的岩体系列。马泰岩带从我国滇西一带经缅甸东部、泰国西部接马来半岛，以黑云母花岗岩、二云母花岗岩等酸性岩为特征。同位素年龄为 200—244Ma。泰国北部呵叻群下部夹流纹岩，植物化石标明其时代为瑞替克期。在马来半岛，二叠纪—早三叠世有中酸性海底喷发（流纹岩、粗面岩等）以及中晚三叠世安山岩、凝灰岩等。

菲律宾群岛在三宝颜、八打雁有古生代末到中生代的花岗岩。

6. 燕山期岩浆岩

本期岩浆活动十分频繁和强烈，岩浆岩分布广泛。我国东南部尤以会稽山—仙霞岭—武夷山—云开大山—十万大山一线以东最为集中。具有多期次的特点，构成浙闽沿海大面积的侵入岩和火山岩分布区。火山岩以酸性及中性为主，属中心或裂隙式喷发，厚度变化大，大范围覆盖于下伏地层之上，火山岩及其碎屑岩的时代为晚侏罗世。

燕山早期（γ_5^2）　主要分布于华南丽水-海丰断裂以西及华北尚义-平原断裂以南地区。有酸性（黑云母花岗岩）、中性（闪长岩）和碱性（正长岩）侵入岩。以黑云母花岗岩为主，属大型复式岩体。见有后期岩体穿插。侵入于侏罗纪及更老地层，被下白垩统不整合覆盖。岩体受断裂控制，在华南呈北东向展布，在华北则总体为东西向。同位素年龄 140—195Ma。

加里曼丹中、西部有中基性、中酸性海底喷发，并有石英斑岩等侵入岩出现。

燕山晚期（γ_5^3）　在中国东部，集中分布于华南的丽水-海丰断裂带以东，以及大

别山两侧和胶东半岛（分别称南带、中带及北带）。发育岩体以钾长花岗岩、花岗斑岩等酸性岩为主，也见有中性、碱性及基性等其它岩类。岩体侵入白垩系及更老的地层，并为下第三系不整合覆盖。南、北两带呈北东向展布，而中带为北西向。同位素年龄为70—135Ma。朝鲜的鸭绿江岩群侵入于中、晚侏罗世，年龄为100—120Ma。为花岗岩、闪长岩及安山玢岩。

日本燕山晚期岩浆活动有强烈表现，岩体分布极广。早白垩世在三郡带有安山岩及少量花岗闪长岩和斑岩。其后有大规模流纹岩喷发及花岗岩、花岗斑岩等酸性岩浆活动。广岛、领家等岩体同位素年龄为70—80Ma。

印支半岛燕山期主要是中酸性小型侵入岩分布于北部，为黑云母花岗岩以及正长岩；侏罗—白垩纪盆地中有巨厚的火山沉积建造。为凝灰岩及中性喷出岩。

马来半岛有白垩纪二云母花岗岩。

加里曼丹西部及东南部有中基性—中酸性海底喷发，同位素年龄为76—101Ma。

菲律宾吕宋岛—棉兰老岛有广泛的火山活动，见细碧岩-玄武岩等海底喷发。

7. 喜马拉雅期岩浆岩

新生代岩浆活动在西部陆区表现微弱，以零星分布的玄武岩为主，如雷琼、佛昙、嵊县、方山、盱眙、昌乐、蓬莱及长白山玄武岩等。大陆近海如渤海湾盆地、苏北南黄海盆地及东海陆架盆地经物探及钻探证实有喜马拉雅期多旋回隐伏玄武岩存在，局部地区并伴有辉绿岩呈岩株状侵入。东海陆架区有小型中酸性岩浆岩沿构造带发育。朝鲜半岛有古新世舞鹤山岩群、渐新世凤山岩群、早更新世会宁岩群及晚更新世两江岩群，为玄武岩、粗面岩、正长岩、流纹岩及少量花岗岩。

在东部海域特别是岛弧区，岩浆活动异常强烈和频繁。可分中新世及更新世两期。

日本的本州、琉球及伊豆—小笠原等地，早中新世时出现强火山活动，形成“绿色凝灰岩”以钙碱性安山岩、英安岩、流纹岩为主，向大洋一侧变为拉斑质。由14个杂岩体K-Ar法年龄测定在12—21Ma间，大部分为14—15Ma。

第四纪火山活动在日本十分强烈，形成了数以百计的近代火山。其中相当一部分从早更新世开始一直延续到现在。为碱性玄武岩和钙碱性安山岩。

台湾新生代火山岩分中新世及更新世两期。中新世早期的公馆活动期及中新世晚期的角板山活动期以玄武质岩石为主。更新世火山活动在台湾地质史上占重要地位，分布在主岛北部及若干外岛上。有著名的大屯火山群、基隆火山群及澎湖火山群。前两者为安山岩，后者为玄武岩。

菲律宾新生代岩浆侵入有两类：基性—超基性侵入岩主要出现在晚白垩世—古新世，以橄榄岩为特征，沿菲律宾断裂近南北向分布；中酸性侵入岩自晚中生代以来可分四期，以渐新世及中中新世为主，石英闪长岩为其特征。菲律宾群岛的喷出岩极为广泛，形成时代有白垩纪—早第三纪、上新世及更新世等三期。以玄武岩为主，亦有部分安山岩。

菲律宾海、日本海北部、南海中部以及苏禄海和苏拉威西海等海盆由大洋玄武岩组成洋壳。深海沉积层之下玄武岩呈水平产出，规模巨大。其形成时代除南海的一部分为晚白垩世外，均属新生代，包括早第三纪及晚第三纪中新世。在菲律宾海及南海的局部海域，还发育有时代更新的玄武岩海山。

（二）岩浆岩的分布特点

岩浆活动的发生以及岩浆岩的分布，受地壳运动的制约，两者间存在着深刻的内在联系。

（1）岩浆或属岩浆成因的洋壳残块往往循构造活动带或地壳薄弱带上侵或挤入。在各块体间的对接带，常出现呈带状的中酸性、中基性或超基性岩体，如秦岭-大别山岩带。福建长基超基性岩带、菲律宾群岛中部和巴拉望岩浆岩带，以及西南日本中央构造线近侧的玄武岩类岩带等。反映地壳消减遗留的洋壳碎片经上升变形的产物。其延伸方向指示块体边界的走向。

（2）块体在相互靠拢、碰撞并进而产生挤压过程中，岩层受压重熔导致岩浆侵入。陆区块体在拼合过程中，于对接带近侧可形成大量的花岗岩类侵入体。这种现象在各块体的交接部位都有显示，由于块体对接通常经历持续的、曲折的彼离此合的反复过程，岩浆岩在分布上表现为一定宽度的断续性，其形成时代也具多期性及滞后性。

（3）中生代以来，由于大洋板块俯冲而出现于大陆边缘的岩浆岩带（高温低压带），这种作用影响所及可深入大陆较远的距离。如浙闽等地大规模花岗岩类岩浆侵入及晚侏罗世的火山喷溢。

（4）近期洋壳俯冲显示在岛弧带广泛出现现代火山喷发，构成岛弧系的火山内带。在琉球、菲律宾、西南日本、小笠原等岛弧区均较典型。

三、断 裂 构 造

断裂带作为地壳运动的痕迹，常表现为地壳表面的不连续。其分布具深刻的构造含义。中国海区及邻域位于亚洲大陆边缘，中生代以前经历了块体相对活动以致拼合成陆；中生代以后处于欧亚板块、太平洋板块、印度板块相互作用，彼此消长的影响范围内，断裂构造不仅发育而且具有特定的规律。有的规模大，往往构成现代板块的边界，或存在于地质历史上块体拼接的结合部位。另一些则为因地质历史上不同方向应力相对作用而产生地表或浅部破碎。位移的断层，规模相对较小。断裂构造分布见图2。

（一）日本南海海槽-菲律宾海沟断裂带

本区规模最大也是最重要的断裂构造带。北起西南日本南侧的南海海槽往南经琉球海沟、台东纵谷断裂带、马尼拉海沟到菲律宾海沟。纵贯全区，延绵数千公里。自约20Ma菲律宾海板块开始俯冲以来，这里就逐渐发展成一板块的边界。东为洋壳性质的菲律宾海板块，西为受到影响和经过改造的亚洲大陆边缘部分。这条自北向南由北东转为近南北再转成南南东向的板块结合带，构成一个顶端向西的三角形，北、南两条斜边即南海海槽—琉球海沟及马尼拉海沟—菲律宾海沟，顶端所指就是我国的台湾岛。三个部分各具特色，但往往被北西向走滑断层所切割。北部南海海槽—琉球海沟为一向西倾斜的俯冲带。海槽与海沟最深处水深分别为4 500m和7 500m。槽（沟）底发育近代沉积，

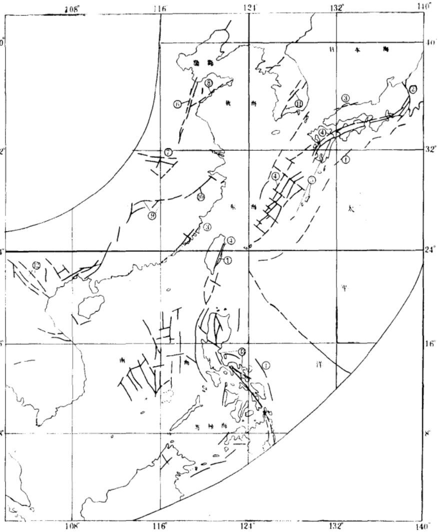


图 2　中国海区及邻域主要断裂构造分布图

①日本南海海槽-菲律宾海沟断裂带；②静冈-丝鱼川断裂带；③飞驒-福建沿海断裂构造带；④中央构造线-寿丰断裂构造带⑤仏像构造线-边土断裂构造带；⑥郯城-庐江断裂构造带；⑦商城-舒城断裂带；⑧青岛-五莲断裂带；⑨宜春-铅山断裂带；⑩江山-绍兴断裂带；⑪沃川断裂带；⑫红河断裂带；⑬菲律宾中部大断裂带

在近陆一侧为大部分由逆断层组成的断层群。俯冲带西北侧为具次大陆性质的西南日本和具有典型岛弧特色的琉球群岛。

南部的特色是沿菲律宾群岛东西两侧出现双向俯冲带。吕宋岛西侧由两条平行的海沟组成(马尼拉海沟及西吕宋海沟)，东侧海沟的水深由北向南加深，在吕宋岛、萨马岛及棉兰老岛东侧形成菲律宾海沟。菲律宾群岛则处于西侧（主要是北段）南海海盆洋壳

沿马尼拉海沟向东俯冲，以及菲律宾海洋底由东向西沿菲律宾海沟俯冲这样两个相对俯冲带的夹峙之中。沿海沟及俯冲带出现一系列接近平行的断层组成巨大的断裂构造带。位于台湾岛中部具有与上述北、南两部分完全不同的板块结合方式。台湾岛东部近南北走向的纵谷断裂带由一系列断层组成。纵谷代表了大陆与岛弧的碰撞。碰撞带向东倾斜。纵谷以西为稳定的陆源沉积堆积体，向东则发育安山质火山岩及典型的复理石沉积组合。很显然，这样两部分具有截然不同岩相的沉积序列，是在相距甚远的地域分别堆积起来的。第三纪末期，携带岛弧的大洋板块向北西方向运移，才能使陆架和岛弧连结起来。

纵谷断裂带因菲律宾海板块向北西方向运动而具有左旋走滑性质。台湾东部海岸山脉挤压仰冲及左旋滑移的复合作用至今仍在继续。断裂构造带不同部分板块相对运动速率不尽相同，详见下表：

	南海海槽	琉球海沟	台东纵谷	马尼拉海沟	菲律宾海沟
速率(cm/a)	6	8	6	10	10

（二）静冈-丝鱼川断裂带

位于日本本州岛中部，大致呈北北西向展布。虽然地表延伸不远，但它作为东北日本与西南日本的分界，地处太平洋板块、欧亚板块及菲律宾海板块的交会点，构造位置极为重要。

断裂带在地形上表现为地堑型的谷地，充填现代沉积。在北段，断裂带东西两侧以飞驒山地与松本盆地对应出现为特征，后者沉积有巨厚的新生界，与西侧高峻的山地形成鲜明对照，两者间基岩比高达 4 000—5 000m。这是东北日本作为一个整体向西挤压，使断裂带西侧西南日本边缘部分隆起所致。另一特色是地层走向的突变，在断裂带两侧构成“八”字形排列，这在南部各变质带反映极为明显，显示了构造上的不连续。从新生界也存在类似褶皱及其派生断层，认为断裂带至今仍有活动。

（三）亚洲大陆东缘断裂构造带

围绕由印支运动形成的亚洲大陆东部边缘，发育有一系列的断裂构造，其中规模最大，对大陆边缘演化起主要作用的共三条。它们大致呈平行排列，由西北向东南依次为日本飞驒-福建沿海断裂带、日本中央构造线-台湾寿丰断裂、日本仏像构造线(Butsuzo Tectonic Line)-琉球边土断裂。它们都发生于中生代，为大陆边缘地块拼接的痕迹。

1. 飞驒-福建沿海断裂构造带

北段在西南日本，东起静冈-丝鱼川断裂带，沿南西西方向穿过本州北部入海。由于后期构造及岩浆活动的叠加与改造，以及沉积盆地的掩盖，原先的构造面貌不甚清晰。但以下各点尚可以证明这里存在一个因块体对接而产生的断裂构造带。

（1）可见到一些断裂带成组出现，成带伸展，沿北东东方向分布。

(2) 存在着双变质带。北侧飞驒带，变质岩为片麻岩及结晶片岩。原岩时代早于志留纪；南侧三郡带，变质岩属结晶片岩及千枚岩，原岩时代为二叠纪一早三叠世。飞驒变质岩变质年龄为180—250Ma，三郡变质岩为205—330Ma。

(3) 沿构造带近侧见有零星的基性、超基性岩及闪绿岩等属于蛇绿岩套的岩石组合。

(4) 有中生代（侏罗、白垩纪）断陷盆地发育，其长轴方向与构造带走向一致。南段见于福建沿海，南起东山岛，北至长乐，呈北东向沿海岸线伸展。由三条近于平行的断裂组成，相应发育三条动力变质带，组成东南沿海动力变质带。变质作用使上三叠统一侏罗系及燕山早期花岗岩出现片理，片麻理及混合花岗岩化。东山岛上发现大量硅线石、红柱石等矿物，为高温低压型矿物属变质带的内带，相应的低温高压型外带应在台湾海峡之中。从莆田长基超基性岩侵位于晚侏罗世火山岩，构造变质岩大量同位素年龄为95—120Ma，由此显示其主要活动期应为早白垩世。

由福建沿海往北，构造带延伸入海，在东海瓯江凹陷东北部，温州6-1-1井钻井揭示变质岩同位素年龄为168Ma，应属侏罗纪中一晚期。

从飞驒经东海至福建沿海，构造带的活动时间似有自北向南由老变新之势，一般认为飞驒带活动时间在晚三叠世一早侏罗世(船津花岗岩年龄为180—220Ma)。由福建沿海往南、构造带似可跨越南海北部陆架转向南西西与穿过海南岛中北部的对接（构造）带联系起来。由于近代沉积及玄武岩的掩盖，作为构造带痕迹的断裂带在地质图上未能显示出来。

2. 中央构造线-寿丰断裂构造带

总体呈北东走向，围绕亚洲东部大陆分布。北段在西南日本称中央构造线，北东东向展布，由一条主要断裂及若干近平行的次要断裂组成。中央构造线是日本变质内带与外带的分界线，发育有较典型的双变质带。北侧称领家带（高温低压带）变质岩为片麻岩及云母片岩，原岩时代为晚古生代一中中生代；南侧称三波川带（低温高压带）变质岩为结晶片岩及千枚岩，原岩时代亦为晚古生代一中中生代。变质岩中有超苦铁质岩类零星出现可能是块体对接过程中混入的蛇绿岩碎片。据对变质岩变成时期的研究以及四国高绳半岛领家花岗岩（高温低压带）同位素年龄值测定（Rb-Sr 法，92—93Ma）构造活动时间应在白垩纪早期。中央构造线向西南由九州入海。据地球物理资料解释，可认为它沿东海钓鱼岛隆褶带东界伸展（钓鱼岛隆褶带东侧出现高密度及高磁异常带，推测存在中基性岩体），向西南接于台湾中央山脉。位于中央山脉东侧的寿丰断层，其东西侧两侧出现两套岩相截然不同的变质岩，西侧基底片岩含大量大理岩以及经常混合岩化。经褶皱变形形成一系列倒转甚至扇形的背斜；东侧则为一套属于蛇绿岩外来岩块的基底岩石。两者组成一对双变质带，表明这里曾是一条发生过地壳缩短的块体拼接边界。据变质岩带上盖有下第三系等，该带活动时间可能为晚白垩世。

3. 仏像构造线-边土断裂构造带

位于亚洲大陆外缘，总体呈北东向展布，分布于西南日本及琉球群岛。在西南日本，断裂带构成本州与四万十带的分界线，由一系列近平行分布的断裂组成。北侧以灰岩、燧石岩、玄武岩、泥岩及砂岩为主的称三宝山群，时代为二叠纪、三叠纪及中、晚侏罗

世；南侧四万十带主要是白垩纪及第三纪的砂、泥、砾岩及玄武岩，是白垩纪中期到第三纪由块体运移使海底玄武岩熔岩、远洋沉积与海沟沉积物组成混杂堆积，对接于本州主带的推覆体。该带由本州、四国中南部经九州中南部入海后转为向南（北萨转弯）然后延伸入琉球群岛，仍为北东向南西切过奄美大岛及冲绳岛中部。后者即为边土断裂，为一西倾的冲断层，西侧称本部带（二叠纪）为千枚岩相的变质岩，见于冲绳岛、奄美大岛的西部及石垣岛的南部；东侧称国头带（白垩纪）属绿片岩相，见于冲绳岛中部及东部、奄美大岛东部及庆良间岛、德之岛等。该断裂构造带进入南琉球后去向不明。

（四）东亚大陆内部断裂带

近年来获得的资料，已经逐渐证实，现今的大陆是由不同的块体拼合而成的。块体间的结合部位大多以断裂构造带的形式出现，认识到这一点，对了解地质演化历史有着举足轻重的作用。

这类断裂构造带包括商城-舒城断裂、郯庐断裂、青岛-五莲断裂、临津江断裂、江山-绍兴断裂、宜春-铅山断裂、沃川断裂以及红河断裂。

1. 郯城-庐江断裂构造带

位于我国东部，南起安徽庐江，向北经山东郯城、沂水潍坊进入渤海，沿庙岛群岛西侧，过辽东湾直达沈阳，并有继续北上之势，大致呈北北东（10°—20°）走向。长超过千余公里，规模巨大。在航磁图上反映为一条急剧突变的线型正异常带，在重力图上显示为一重力梯度带。南段（庐江—嘉山段）为一系列雁行排列、延伸不长的断裂组合，结构复杂，近期为压性；中段（沂沭段）从早期张性受晚期压性构造改造发展成张、压、扭性结构交替穿插的四至五条平行断裂，北段（渤海—沈阳段）白垩纪末一第三纪初为地堑与地垒的张性组合。

郯庐断裂带水平错动明显。东侧往北推移，西侧向南滑动，平移距离达 400—600km。巨大的左旋平移活动发生于晚侏罗世，它截切了华北块体与扬子块体，并使其发生相对位移，构成两大块体数百公里的分界线。

2. 商城-舒城断裂带及青岛-五莲断裂带

商城-舒城断裂带位于郯庐断裂带以西，沿大别山北麓呈北西西向展布，为华北块体与扬子块体西段分界线。沿断裂带南侧发育有同方向的次一级断裂并有元古宙基性—超基性岩、花岗岩和燕山晚期花岗岩类岩体的出现。青岛-五莲断裂带位于郯庐断裂带以东，沿胶东半岛南缘呈北东东向展布，主要表现为正负磁异常区的分界，为华北块体与扬子块体东段分界线。断裂带经北东东方向经南黄海北部延伸至朝鲜半岛中部，与由中、上泥盆统组成的临津江拗陷带北界断裂相接，共同构成两大块体的分界。

3. 宜春-铅山断裂带及江山-绍兴断裂带

为扬子块体与华南块体的分界线，西起武功山北侧，自萍乡、宜春经铅山、江山至绍兴，呈北东东向分布，长 500km。断裂带南北两侧地质特征明显不同。西段北侧上古

生代至三叠纪地层发育，南侧武功山地区长期隆起；东段西北侧古生代地层厚度可达数千至近万米。这里应是一个介于二大块体间的拗拉槽式的沉积发育区，向东延伸在朝鲜南部沃川地区也有表现，该带西北侧为扬子块体，东南侧属华南块体。中生代受燕山运动强烈影响，表现为以断块构造为主的断裂活动，并有中酸性岩浆侵入和火山喷发。断裂带近侧发育破碎带及派生的次一级断裂。见有断续的蛇纹岩、辉绿岩等小岩体出露。断裂带还控制着中新生代陆相盆地的形成与分布，如金华-衢县盆地、鹰潭-上饶盆地、新余-临江盆地等。断裂带具长期活动性质，古生代—中生代为其主要阶段，其向北东可能经张堰-南汇断裂入海。据航磁资料沿北东方向过长江口、南黄海延向朝鲜半岛的光州、本浦一线，那里发育北东向雁行排列的断裂带（沃川断裂带）控制了狭长型白垩系及上白垩统—下第三系断陷盆地。北侧发育古生界及中生界，南侧见大片的太古宙花岗岩。再往北东，断裂带有延向日本海之势。

4. 红河断裂带

呈北西向分布于中越边界及越南北部，构成印支块体与华南块体之分界。由一系列近于平行的断裂组成。北东侧出露大范围的元古宇及下古生界，还见有元古宙的花岗岩；南西侧则以上古生界（特别是三叠系）为主。侏罗纪及白垩纪的沉积成火山碎屑盆地分布其间。中一新生代花岗岩亦呈北西向狭长带状出现于断裂带南侧。断裂带向南东方向入海，控制了同方向的莺歌海盆地的发育，再向南为南海晚期构造所破坏。

（五）其它断裂系统

（1）东海陆架及冲绳海槽因地壳蠕散或弧后扩张，受张应力控制发生于断陷盆地边缘的断裂。以北北东向延伸为主，垂直于应力方向。与其配套出现的是起速度调节作用的北西西向断裂。

同样性质的断裂系统也见于大陆边缘的其它海域，如南海北部珠江口盆地等。

（2）南海海盆由海底两次扩张形成。洋壳中发育的断裂主要有两组，西南海盆为北西—南东向；中央海盆为近南北向。它们均垂直于洋壳扩张轴的方向。起着调节扩张速度的作用。中央海盆亦可见与南北向配套的近东西向分布、平行于扩张轴的断裂，其中一部分成为晚期岩浆侵入的通道，构成玄武岩质的海山。

（3）菲律宾群岛在形成过程中，因受不同方向应力的挤压和错动，使其支离破碎。在吕宋等岛屿出现为数众多的断裂构成"碎块"的边界，其中最重要的是纵贯南北的大断裂，呈北西向，由若干条方向接近的断裂组成。与其相伴出现的是中一新生代超基性岩以及中酸性或酸性为主的浅成或次火山性质的岩浆岩。

四、演化简史

亚洲东部大陆及其边缘海区在漫长的地质历史中，是一个不断增生的过程。其演化经历了中生代以前以古老陆核为核心的地壳生长、拼合、成台成陆，以及中生代以后欧

亚板块、印度板块与太平洋板块相对运动、互相制约、洋壳俯冲、弧后扩张，最终导致块体运移并趋于向大陆边缘拼贴的过程。自陆核出现到形成现今的构造格局，大致可分为如下五个阶段。

（一）前寒武系的陆核生长

构成陆核的最古老地层包括冀北的迁西群（3 500Ma）、单塔子群及双山子群，鲁西的泰山群，辽宁的鞍山群以及朝鲜北部的狼林群等。同位素年龄值多数超过 2 500 Ma。它们首先形成华北的陆核。扬子地区出现陆核的时间稍晚，已知最古老的朝鲜南部涟川群（2 700Ma），其次为滇东、鄂西及皖中（大别群），同位素年龄在 1 500—2 000Ma 之间。华南地区形成陆核的时间更晚，已知的陈蔡群、建瓯群、温东群同位素年龄均在 1 400—1 800Ma。印支地区的陆核如昆嵩等亦形成于元古宙。

陆核通过周围洋壳上地槽型沉积物固结转化成陆核上亲洋火山弧及硅质和碳酸盐堆积，以及两者相互接触、拼贴而生长成较大的块体。华北、扬子、华南、印支等区的陆核在不同的起点上，经历了长短不一的时间，逐步完成了这个转化过程。如华北为早—中元古代，扬子为中—晚元古代，华南为晚元古代甚至延向早古生代。其中华北与扬子还曾于晚元古代拼接形成最初的“中国大陆”—— 前寒武纪克拉通。

（二）古生代及中生代早期的拼接成陆

自块体形成至早中三叠世，各块体间曾有多次联散，最终在印支运动才能合成统一的中国大陆（欧亚大陆的一部分）。

早古生代时，曾一度结合的华北与扬子块体分离，在秦岭、大巴山地区出现洋壳，西宽东狭，向东经大别山、胶辽到朝鲜临津江区，仅显示陆内扩张特征。早古生代晚期，扬子块体向北俯冲，与华北块体再次拼合，出现加里东造山带，成为其南部晚古生代沉积的物源区。晚古生代在造山带南沿又出现了再生的拗拉槽，二叠—三叠纪向西可以与特提斯海相连。中三叠世的印支运动使其再次关闭，完成拼接。

扬子与华南块体间，早古生代自西北向东南海水变深，由台地碳酸盐相向陆坡以至大洋的碎屑岩及火山岩系过渡。过渡带及以南的广大地区受加里东运动影响而变形并轻微变质。扬子与华南块体在经过长期的相对活动后，最终在三叠纪时发生碰撞而完成对接，对接带在江绍-宜春断裂及衡阳、柳州一线附近。

印支块体的陆核周围有早古生代、晚古生代以及早中生代地槽。陆壳逐渐生长，印支运动完成其成台过程，并沿红河缝合带与扬子及华南块体对接。最终完成亚洲东部的成陆过程。

（三）侏罗纪—白垩纪的改造

这一阶段的标志是向东呈漏斗状开口，由太平洋西岸伸向地中海的特提斯海的洋壳

俯冲和太平洋洋壳的形成和扩张。东西向特提斯脊的活动（向北推移）及南北向四条断层（转换断层）的调节是重要因素。

在中国大陆，来自南方的挤压力，使南部大陆整体向北移动，封闭了残余的印支地槽，低角度的俯冲和基底拆离，造成华南大陆边缘广泛的岩浆活动。在海区，完成了由东西向俯冲带及南北向转换断层联合控制的块体自南向北三次拼贴于亚洲大陆东部边缘。其中两次的对接带位置南段见于福建沿海及台湾中央山脉东麓的寿丰断层；北段位于西南日本飞驿带南沿及中央构造线。南北两段间在东海海域沿转换断层表现为走滑对接，这已经地球物理及钻井资料证实。拼贴时间南北两段略有差异，西南日本分别为晚三叠世至早侏罗世及早白垩世；福建及台湾则分别属晚侏罗世至早白垩世及晚白垩世。形成"同序时差"。西南日本中央构造线之南的四万十带标志着第三次拼贴，对接时间为白垩纪一早第三纪。该带往南可在北、中琉球群岛见其踪迹，到琉球后去向不明。

二叠纪时还是冈瓦纳大陆一部分的海南块体，在三叠纪时期脱离澳大利亚北移，于中三叠世或晚三叠一中侏罗世时拼接于华南块体。

（四）晚白垩世一早第三纪的拉张

这一阶段于特提斯洋壳闭合及太平洋洋壳运动方向改变为特色。在洋壳运动转向之前，亚洲大陆边缘处于一个松散、拉张的环境，现今的大陆边缘盆地开始形成。其动力机制是随着雅鲁藏布江缝合线的出现，欧亚大陆受到来自南方的压力，通过北西向断裂被转化为近东西向的张力，促使亚洲东部大陆向太平洋蠕散。渤海、黄海等断陷盆地发育于边缘地带，东海陆架也出现受断裂控制的箕状盆地，堆积了巨厚的沉积物。南海开始第一次扩张，西南海盆形成，出现晚白垩世的玄武岩洋壳。裂离作用导致东沙、西沙、中沙和南沙彼此分离，南海北部陆架再次成为被动大陆边缘。北部湾从古新世，珠江口、莺歌海从始新世起相继出现裂谷形盆地雏形。

（五）早第三纪（渐新世）至第四纪的俯冲

太平洋板块运动方向改变使亚洲大陆向东蠕散终止，欧亚与太平洋两大板块对峙并开始正面交锋。太平洋板块沿南北向转换断层俯冲。第一次沿九州一帛琉一线俯冲，出现菲律宾海及帕拉西维拉、马里亚纳的沟、弧、槽体系；第二次沿大陆边缘俯冲又导致冲绳海槽、琉球岛弧及琉球海沟的出现。这条最新的俯冲带与台湾东部碰撞带、菲律宾海槽及西南日本南侧南海海槽一起组成一条纵贯南北的板块分界线。这一阶段的主要表现是地处大陆边缘的东海、黄海、渤海等由于俯冲加强而出现弧后沉降，盆地发育由断陷而拗陷，最后进入区域沉降阶段。在南海，近东西向的扩张脊形成渐新世一早中新世的中央海盆，南海北部陆架地壳减薄，箕状断陷发育，有近万米厚沉积。

苏禄海盆由卡加延海岭于中新世时扩张产生，菲律宾群岛反时针旋转成南北走向，完成对南海的包围。

北部日本海由 20Ma 前的裂隙逐渐扩张，在中北部出现由中新世玄武岩构成的洋壳。

六、结　论

（1）自西南日本南侧的南海海槽经琉球海沟、台东纵谷至菲律宾海沟一线，纵贯南北的现代板块边界为界，可将全区分为东西两大部分。东部主要为大洋玄武岩分布区，具洋壳性质，属菲律宾海板块，西部为巨厚的沉积岩、变质岩及火山岩分布区，陆壳性质，属欧亚板块。后者又可以陆架东缘为界，进一步分为西部大陆及东部大陆边缘区。

（2）在统一的大陆形成以前，存在着数个各自独立的块体，它们都是由陆核逐渐扩大发展起来的，曾以不同的起点，经历了长短不一的时间，逐步完成了成台、成陆的转化过程。

块体形成后，其间的相对运动表现在各接合带横向（不同段落）及纵向（不同时期）都出现彼离此合的手风琴式变化。最终完成对接，组成统一大陆的时间在中生代初的印支运动。

（3）中生代时期，开始大陆边缘的发展，完成了自南向北的几次地体运移、加积和向大陆边缘的拼贴。东西向特提斯脊及南北向转换断层的联合影响是最重要的控制因素。

（4）中生代晚期到新生代，随着印度板块自南而北向中国西部推挤，导致东部大陆边缘向东蠕散以及随后发生的太平洋板块运动方向的改变，两大板块正面交锋及其对亚洲大陆边缘的发展所起的制约作用十分明显。前者促使大陆上业已存在的近东西向断裂构造重新启动，奠定“南北分块”的基础；后者作用的不断加强及沿原南北向转换断层的俯冲不但塑造了典型的西太平洋沟弧槽体系，而且形成近代的北北东向为主的东西分带构造格局。两者共同作用决定了包括大陆边缘新生代盆地的整个亚洲东部大陆边缘的地壳演化。

（5）区内地层发育及分布与地质构造演化密切有关

陆区地层发育全，厚度大，其分布取决于所处的构造位置。较古老的变质岩作为陆核，其分布趋于分散。相对于陆核，时代较新的地层则分布其间，也有见古生界等地层围绕陆核分布。中、新生界多呈盆地状，分散于大陆凹陷，特别是大陆边缘的陆架区。

西太平洋岛弧及附近海区，地层以中、新生界为主。古生界等较老地层仅见于岛弧内部，属大陆边缘受后期构造变动，抬升、剥蚀而出露或组成外来地体核心的地层。后者的周围常分布有中生界或更新的地层，代表地体对接拼贴过程中的加积带。

菲律宾海及日本海和南海的中心部分出现洋壳，发育有玄武岩。时代属晚白垩世、早第三纪或晚第三纪中新世。

（6）岩浆岩的种类、分布、产状及形成时间均受控于构造运动及地壳演化。沿着块体结合带，往往可见带状中酸性、中基性甚至超基性的岩体，代表地壳消减过程中遗留地壳碎片经上升变形的产物，块体对接、碰撞、挤压过程中，在对接带近侧常有大量花岗岩类贯入体出现；中生代以来由板块低角度俯冲而在大陆边缘出现大规模岩浆活动，近代因板块俯冲导致以火山岩为主的岩浆活动主要见于岛弧区。

（7）断裂或断裂构造带是构造运动的痕迹。在陆区，主要的断裂带通常构成块体的边界。它们成带出现，活动时间相对较长，成为不稳定地带的标志，在大陆边缘，与板块活动有关的，作为地体拼接于大陆边缘痕迹的断裂带明显具有时代由西向东渐新的规律。

大地构造特征

中国海域是全球板块构造体系中的一个特定区域，它的形成和发展及其内部各种地质现象的产生都与欧亚、太平洋和印度洋板块间的相对运动和相互作用紧密相关。由泛大陆形成到解体的过程分成两个不同的阶段，具有截然不同的两种构造运动的体制，即古（槽台）新（板块）全球构造运动体制。前中生代的构造演化以陆核形成、成台、成台稳化直至拼合形成联合古陆。并着重研究和探讨块体拼合时结合带的形成、相应的变质变形和岩浆岩序列，以便更好地了解泛克拉通的形成过程。中生代以来随着新的大洋底的扩张，泛大陆的解体、漂移，全球地质构造演化进入了板块运动体制。着重探讨板块之间的相对运动、板缘碰撞、俯冲结合与板内地质构造的响应，以及新的构造运动对老的构造格局的改造。

不同的沉积、岩浆和变质变形的构造序列忠实地反映了大地构造环境的差异，为划分构造单元提供了可靠依据。同时用地球物理资料反映出场的差异和深部地壳、岩石圈层结构的变化，为更深入地研究大地构造的形成及演化打下了基础。

总之，我们力图以板块构造理论突出的特点“全球性”和“活动论”为指导。体现朱夏教授提出的两种构造运动体制，用三种构造环境序列和地球物理资料，研究中国海域地质构造的分区特征及发展阶段，提出了中国海域地质构造的演化模式。

一、大地构造单元的划分

地质构造单元的划分是以全球构造的活动论和地史演化的阶段论为基础。除鉴别每一个块体地壳性质和演化史外，特别重视块体边缘的活动性和它们的性质特征，以及块体之间的结合带。这些结合带的发生、发展的演化过程，往往就是古全球构造阶段联合古陆拼贴的形成历史。因此它们既是划分不同块体的构造界线，其本身也作为一个构造的基本单元而独立存在。鉴于上述设想，将研究区的大地构造划分了四个级别的构造单元：

一级构造单元　按现代板块构造的三种边界(俯冲带、扩张脊和转换断层)划分为两大板块，即欧亚板块和菲律宾海板块。两大板块的分界是以西太平洋规模宏大的现代海沟俯冲带为主，北起西南日本南侧的南海海槽，向南为琉球海沟，在台湾则以台东纵谷为界，并以菲律宾海板块向台湾岛弧的仰冲为特征，台湾以南沿巴布延群岛至北吕宋岛东侧，以平移性质的转换断层为界，再向南至南吕宋-棉兰老岛东侧的菲律宾海沟为分界，分成了两个完全不同特征的板块体。

二级构造单元　主要根据地壳的结构和性质，结合地形、地貌和重磁场特征以及地质发展历史的差异划分出三个二级构造单元。欧亚板块分为东亚大陆区和大陆边缘区。

两者的界线是：北部以朝鲜半岛东部陆坡的北西向平移断层与日本海的主体分开，向南通过对马海峡经东海陆架盆地西侧与浙闽沿海一带，后沿南海北部陆坡北侧到琼东南盆地，西南部则以中南半岛的东部陆架边缘的南北向平移断层为界。

菲律宾海板块只涉及其西北部，即小笠原海沟—马里亚纳海沟现代俯冲带以西的西菲律宾海区。

三级构造单元　　依据地质、构造演化史和不同的构造序列，划分出块体、结合带、俯冲带相联系的沟弧盆系等基本构造单元，以及具有洋壳性质的小洋盆和构造脊。

四级构造单元　　只划分了叠置于不同级别单元之上的新生代沉积盆地和小洋盆中的次级单元。

构造单元的划分见图1。

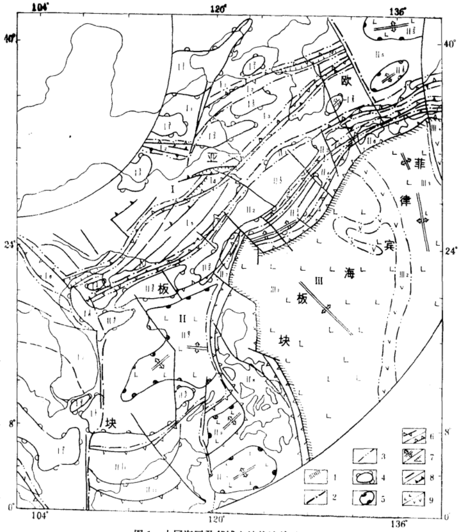


图1　中国海区及邻域大地构造单元区划图

1. 一级构造单元界线；2. 二级构造单元界线；3. 三级构造单元界线；4. 盆地；5. 海盆；6. 结合带/俯冲带；
7. 扩张轴/拗拉槽；8. 断裂带/推覆体前缘；9. 洋壳基性岩/中酸性岩

I. 东亚大陆区
- I_1 华北-狼林块体
  - I_1^1 渤海湾盆地
  - I_1^2 北黄海盆地
  - I_1^3 周口盆地
- I_2 大别-临津江结合带
- I_3 扬子-京畿块体
  - I_3^1 南黄海北部盆地
  - I_3^2 苏北-南黄海南部盆地
  - I_3^3 江汉盆地
- I_4 江绍-沃川结合带
- I_5 华南-小白块体
  - I_5^1 北部湾盆地
  - I_5^2 对马盆地
- I_6 红河-三江结合带
  - I_6^1 莺歌海盆地
- I_7 印支块体
  - I_7^1 万安西盆地
  - I_7^2 暹罗湾盆地
  - I_7^3 湄公河口盆地

II. 东亚大陆边缘区
- II_1 海南-飞驿结合带
- II_2 南海-东海陆架块体
  - II_2^1 东海陆架盆地
  - II_2^2 台西南盆地
  - II_2^3 珠江口盆地
  - II_2^4 琼东南盆地
  - II_2^5 礼乐滩盆地
  - II_2^6 南海中央海盆
- II_3 玉里-三波川结合带
- II_4 冲绳海槽块体
  - II_4^1 冲绳海槽盆地
- II_5 日本海块体
  - II_5^1 大和海盆
  - II_5^2 日本海盆
- II_6 四万十-琉球海沟俯冲带
- II_7 台湾纵谷仰冲带
- II_8 马尼拉海沟-菲律宾海沟对冲带
- II_9 苏禄海盆
- II_{10} 苏拉威西海盆
- II_{11} 加里曼丹块体
  - II_{11}^1 曾母盆地

III. 西菲律宾海区
- III_1 西菲律宾海盆
- III_2 九州-帛琉脊
- III_3 四国-帕里西维拉海盆
- III_4 伊豆-小笠原脊

二、大地构造分区

（一）东亚大陆区（I）

1. 构造特征

这里涉及的东亚大陆区是欧亚板块东南部分，地理上包括了沈阳以南的中国大陆的东部地区、朝鲜半岛、中南半岛的东部，渤海、黄海海域。该区以大别-临津江结合带（I_2）、江绍-沃川结合带（I_4）和红河-三江结合带（I_6）为界，分成了华北-狼林块体（I_1）、扬子-京畿块体（I_3）、华南-小白块体（I_5）和印支块体（I_7）。这些块体在地球物理场特征，地壳、上地幔结构有较明显的差异，并有各自的地质发展历史，呈现明显的南北条块分割的构造格局。经过长期岩石圈层的运动，这些块体沿着上述结合带，多次碰撞拼贴，之后又经历了中新生代的改造才成为现今的面貌。

有关本区的地质构造特征已为广大地质工作者所熟知，这里只强调以下几点：

（1）各个块体是以陆核为核心，逐渐向外扩展，经历了成核、成台过渡、成台和稳化的过程。在这个过程中，各块体存在着"同序时差"，整个东亚大陆区，又以华北-狼林块体为中心，通过一系列的结合带，在南北方向上经过多次"手风琴式"的碰撞、拼

贴、增生，最终形成具有薄壳构造特征的东亚大陆。

(2) 东亚大陆区在2亿年前，明显地具有南北分块的构造格局。各块体被几条近东西向结合带分割。地球物理场也显示了这个特征，华北地区的高值重力异常，对应着较厚的地壳，其厚度达34—44km，而华南地区重力异常值低，其地壳厚度反而薄，只有28—36km（冯锐等，1981；周国藩，1988）。地壳结构也不相同，华北地壳中存在一条或多条低速带。华南地区地壳中无低速带，地壳的平均速度也比华北地区要高。

上地幔结构各块体之间也有较大差异，用P波初至及部分续至震相研究结果，发现我国上地幔结构不但东西方向上有差异，南北方向也存在明显的差异，这种横向差异的深度影响达700km，在250—700km深度范围内，华南有三个过渡带，深度分别在260—300km，460—540km，660—700km。上地幔的平均速度高，速度纵向、梯度很小，无低速层。华北区，上地幔顶部存在一个约60km深的低速层。在360—420km，600—690km深度上有两个过渡层。另外，上地幔顶部有正的速度梯度（宋仲和等，1986）。这种由地壳结构至上地幔结构的差异，说明虽然经燕山—喜马拉雅期东西分带的改造，但从深部构造分析，仍然保持了南北分块的古大地构造的格架（图2a, b）。

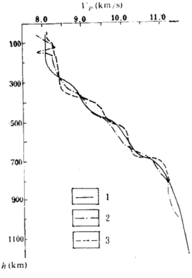


图2a　华南地区、青藏高原和澳大利亚地盾 V_P-h 图（据宋仲和，1986）

1. 华南地区；2. 青藏高原；3. 澳大利亚地盾

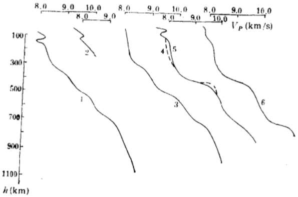


图2b　中国各块体P波速度模型

1. 青藏高原；2. 南北带；3. 华南；4. 东海与南海；5. 黄海；6. 华北

（据国家地震局科技监测司，1988）

(3) 自泛大陆A形成之后，统一的东亚大陆，接受了东西分带的改造。在中国东部形成了明显的“三个沉降带”，若干条“深大断裂”，中生代岩浆活动带，引人注目的重力梯度带，明显的莫霍面深度变化趋势（朱夏，1987)。同时，这种具有薄壳构造特征的东亚大陆，在洋壳已耗竭殆尽的陆壳组合上，盖层普遍发生多次推卷和基底拆离。形成一系列的构造推覆体。

东亚大陆区在早期的南北分块的构造格局上，叠置了晚期东西分带的后继作用，构成了一个随时间而演化的三度空间变化的极其复杂的构造问题。作为东亚大陆的陆缘，有两种大陆及其边缘，一是巨板块期以来的，即晚期“东西分带”的部分；一是作为泛大陆（Pangea）组成部分的陆块及其边缘，它们被整体地包含于新的大陆边缘之中（朱夏，1987)。这个边缘成为后来洋陆争斗的东部锋线。

2. 结合带的构造特征

存在于不同块体之间的结合带，集中反映了块体不同部分的历史和运动的差异，以及结合带本身在不同块体碰撞造山和拉张、裂离各个阶段中的发展历史，区内存在着四个块体之间的三条结合带。

大别-临津江结合带（I_2）　该带分隔了华北-狼林块体（I_1）和扬子-京畿块体（I_3）。在郯庐断裂带以西，国内外的地质学家已经发表了大量的文献。该带夹持于商城-舒城和襄樊-广济两断裂带之间的一个碰撞造山带[1]。向西与西秦岭-大巴山碰撞造山带相接。青白口纪时，从华北块体裂离的扬子块体，其北部边缘显示为裂谷的特征，信阳以西继续出露有蛇绿岩套和基性岩，标志着秦岭洋的存在，在商城一丹凤一线之南泥盆系刘家岭群的砂砾岩中有蛇绿岩质砾石和碎屑成分，说明扬子块体同华北块体拼合造山的时代是加里东期的末期。在大别结合带北侧华北与扬子块体拼合造山的同时，于南侧形成一个新的泥盆至三叠纪的拗拉槽。此槽在印支期最后关闭，形成一个向两侧翻转的花式造山带。北侧的合肥盆地是该造山带后期磨拉石式的盆地。

郯庐断裂带以东，该结合带在南侧为嘉山-响水断裂带，向东延伸为南黄海北部盆地的北界；北侧为青岛-五莲断裂带，越过黄海在朝鲜半岛蜂腰北的临津江拗陷相接。该段张八岭群至胶南群是海陆过渡的类复理石建造和陆内火山岩建造，故该段在扬子块体与华北块体之间拉距不大。西部的秦岭洋到此变成了拗拉槽。在印支一燕山期则碰撞推覆，形成一个向北块体仰冲的推覆体，在胶南产生一系列北东、北北东的韧性剪切带。燕山晚期有一系列的花岗岩侵位于此带内。结合带的北侧形成了一个晚侏罗一早白垩世的火山磨拉石式的莱阳盆地。在南部新生代则形成了苏北-南黄海盆地。

朝鲜半岛“三八”线附近及以北地区，在原属详原群（上元古界）的地层中，发现了一套由砾岩、灰岩、黑色泥岩、石英岩、含酸性火山岩和绿色泥岩夹层，以及板块、角岩、硅质岩组成的浅变质岩系，厚达2 100—3 600m，并含有大量珊瑚类、头足类、海百合等化石，经鉴定属于华南型的古生物群组合。时代为泥盆纪，定名为临津江群[2]。水体由浅至深。由于这套地层的发现，在朝鲜半岛把扬子-京畿块体的北界往北推

1）丁道桂，1988，大别-胶南碰撞造山带基底拆离与古生代盆地改造。

2）地质矿产部赴朝地质考察团报告，1987。

移了数百公里。临津江群从岩性、岩相分析看，不同于扬子块体相同层位的地层，泥盆纪早期开始拉张，并逐渐扩大，水体加深，形成了一个拗拉槽，这个拗拉槽向东开口，在日本海可能拉出了洋壳，在日本海大和海岭采集到中基性闪长岩的变种，基性成分高，含钾低而含铁高，属钙碱性的幔源型（I 型）花岗岩类（Е.П.Лолико 等，1983）。花岗岩的同位素年龄在 310—240Ma。该拗拉槽在印支期关闭，发育有燕山期的花岗岩类。

华北-狼林块体和扬子-京畿块体之间的东部边界，从朝鲜半岛以及日本海不多资料来分析，在半岛东部的陆架和陆坡处，在郁陵岛北部海底采集到片麻岩，显示 2 700Ma 的同位素年龄值（Melankholina *et al.*，1976）。以 130°E 为界，东西两侧有显著的差异，西部以前寒武纪的花岗杂岩为主，有古生代及中生代的岩类，可与朝鲜半岛的岩石类型对比。以东则为晚古生代为主的花岗杂岩类，从岩性分析看很难与远东地区对比，以中基性含镁铁成分高的岩石为主，由此推断，这两个块体的东界到 132°E，以一条北北西向的断裂带为界。以东地区可能属于蒙古-西伯利亚海西褶皱带。

江绍-沃川结合带（I_4）　该带是扬子-京畿和华南-小白两块体之间的一个碰撞结合带。西起北部湾北部的钦防志留—泥盆纪的拗拉槽，至粤北与郴州-茶陵断裂带相接，北连江绍断裂，在杭州湾出海接南黄海南部隆起带，与朝鲜半岛南部的光州、木浦两断裂带连成一体。该带在中晚元古—早中生代时是扬子-京畿块体南部的一个被动大陆边缘，可分成沃川、浙北、赣湘、粤桂和钦防诸段，不同段主要发育的时间不相同，并以拗拉槽的形式出现。沃川、浙北、粤桂段主要发育震旦纪—早古生代的拗拉槽。赣湘段发育晚元古代的拗拉槽，钦防地区则为志留—泥盆纪的拗拉槽。拗拉槽的广泛发育是扬子块体南缘的普遍特征。表明扬子块体南缘自元古宙以来，有两种被改造了的洋壳，一是由洋壳向陆壳过渡的残留部分，另一是因过渡壳被拉开而出现新生洋壳，两者都延长不远（"盲肠式"），宽度不大，不超过"小洋盆"的规模（朱夏，1987）。加里东运动随华南的普遍隆起造山，而结束了这种"手风琴"式的构造格局。但扬子块体的西部在二叠纪时又有一次普遍的拉张活动，这与古特提斯的活动相联系。形成一系列北东—北东东向的槽隆，在槽内为深水硅质为主的沉积（孤峰组），隆上为茅口组的碳酸盐建造。在印支—燕山期，主要表现为一个挤压带，带内有大规模的推覆构造。并在推覆体前缘发育了一系列的晚三叠—早、中侏罗世的磨拉石盆地。白垩纪以来，由于挤压力减弱松驰，在拉张作用下，形成一系列的山间红色盆地。

红河-三江结合带（I_8）　这里只涉及红河段。该结合带位于扬子、华南块体与印支块体之间，向西北可与三江结合带相连。往东南延伸入南海后的趋向，是一个探讨的课题。我们初步认为可与海南-飞弹结合带相接。在莺歌海地区还与南北向的南海西缘平

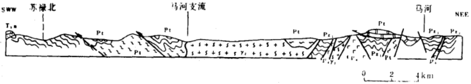


图 3　印支块体的逆掩断层及推覆构造

（据亚洲地质图编图组，1980）

移断裂带相交，形成一个三叉点。该带是古特提斯洋的一个分支。经历了海西、印支两期构造运动的影响。中南半岛北西向的长山山脉是海西期的一个碰撞造山带，之后又在其北侧拉开形成了印支期的拗拉槽，三叠纪时多次海底喷发的基性岩，在黑水河地区最为发育，晚三叠世时碰撞造山，形成一系列北西走向的推覆构造（图 3)。侏罗—白垩纪形成了磨拉石式盆地堆积。

（二）东亚大陆边缘区（II）

1. 构造特征

该带包括了日本海块体，东海-南海块体以及北起西南日本，向南经琉球、台湾、菲律宾至加里曼丹的岛弧、海沟和弧后盆地等次级构造单元。

从地形、地貌、重磁场特征以及地壳和上地幔结构均与东亚大陆区和菲律宾海洋壳区之间有很大的差别，构成了一个西太平洋独具特色的极其复杂的构造域。该大陆边缘区的地壳结构居陆壳和洋壳之间的地壳过渡带，在拉张作用下已普遍减薄到 12—25km。在日本海和南海已拉出洋壳。该带除日本海块体外，就总体而言，是印支期以来，由于冈瓦纳陆块的裂离，随着库拉—太平洋板块的洋底扩张，早特提斯洋的关闭，而增生于欧亚板块之东和东南缘的。东南起海南岛北部向北经粤、闽、浙沿海，台湾海峡西侧至东海北缘到西南日本飞驿，形成了一条规模巨大的碰撞造山结合带。外侧则还有另一条玉里-三波川结合带和最外侧的岛弧海沟带。晚三叠世以来经过三次大的构造变动，形成了目前的构造格局。现就大家比较关注的南海-东海块体的冈瓦纳属性进行较详细讨论。

由于组成该块体的基底地层，受到较深的变质、变形的改造，沉积建造的原始特征难于分辨，保存于地层中的古生物化石被破坏。故要确定块体的属性难度很大。近年来在属于东海—南海块体组成部分的海南岛和西南日本的中部，发现了冈瓦纳大陆属性的证据。

箧嶋贞雄（1987）综合研究了西南日本的古地磁资料，认为美浓带的二叠纪—侏罗纪硅质页岩层古纬度为 10.9°N 至 25.1°S 之间；丹波带的二叠纪古纬度为 19°N—19°S。说明上述块体在二叠纪时均分布在赤道以南。这与海南岛古地磁测定的结果十分接近。

海南岛已经发现的古生物化石材料以及有关专家的研究成果，综述如下：

(1) 海南岛南部崖县地区，发育着一套寒武—奥陶纪的地层，寒武纪大茅群（ϵ_1）的化石，主要为三叶虫、金臂虫、无铰纲类、软体动物和小壳动物等。三叶虫经孙云铸(1964)、卢衍豪（1974，1984）、朱兆玲和林天瑞（1978）等人研究，一致认定可和澳大利亚北部乔治那盆地相对比，有 8 个属是共有的，其中大部分是土著分子。林天瑞(1979)首次发掘出了大茅群的金臂虫。经张光喜（1986）进一步鉴定后指出，此金臂虫动物群中许多分子与澳大利亚昆士兰州中寒武统产出的金臂虫各属极接近和有类似的种，彼此间有着密切的亲缘关系。腕足类化石于 1964 年由广东区测队发现，但没有与澳大利亚对比，仅指出了在华南此寒武纪的腕足类化石发现甚少，而且其面貌与邻近大陆的相差很大。蒋志义等（1986）首次发现小壳动物，并作了研究，认为和乔治那盆地同时代的小壳动物十分接近，都是含有开腔骨科，具有独特的铺体和组合形式。上述研究结果说明

在寒武纪早期崖县与澳大利亚乔治那盆地位于同一大陆边缘，即当时的西澳地块的东缘，古地磁资料也得到了类似的结果，崖县的古纬度在4.6°S—6.7°S[1)]。

（2）海南岛西部江边地区石炭一二叠系的古生物化石研究成果：该层系中的䗴类与日本和中、北美洲西部的有共同之处，总的面貌与特提斯动物区相似，属于冈瓦纳边缘区，缺少华南地区的䗴类分子。腕足类化石有明显的冈瓦纳特征。对西南太平洋地区和冈瓦纳大陆的二叠纪海相地层中腕足类化石的研究，冈瓦纳二叠系腕足类动物可分为五个区，在海南岛已发现的12个属中，有10个属分属于上述三个不同的区，这表明了海南岛腕足类动物群与冈瓦纳北缘的生物区有相当高的亲和性。综上所述，䗴科和腕足类的化石特征，都不是典型的某一生物群的面貌，而表现出了过渡型或混合型，并具有自身独立的生物群特点。

对海南岛石炭一二叠纪的地层中砾岩层特征的研究[1)]，认为它是一套砾岩与杂砾岩互层，底部具有含砾石的泥岩，一部分砾石顺斜层理或水平层理分布，另一部分呈悬浮状或分散状无规律地分布，并见到上述两种机制在时间上、空间上的联系密切，即滨海相和浮冰相的结合，浮冰搬运的冰碛物以坠落的方式寄生于滨岸-浅海沉积物之内，形成了特有的杂砾岩相，其具有典型的冰碛岩和浅海沉积的双重特征。砾石本身的这些特征表明了两种沉积作用的叠加。这套地层与西藏、滇西和东南亚等地的同期冰海相沉积可以对比。这套砾岩层可以分为四套岩性组合：1）硅质岩、硅质灰岩，含有钙质或硅质结核；2）杂砾岩，出现各种含砾（坠石）的冰海相沉积，相变大，厚度变化也大；3）碳酸盐岩，局部含砾；4）岩相分化，局部有砾岩、杂砾岩，有些地区缺失此层。可见，这套石炭一二叠纪沉积岩与冈瓦纳大陆的同时代冰海相地层关系密切。

石炭一二叠纪的这套地层，经古地磁测定，并经古地磁极倒转校正后，得到该地古纬度为4.9°S。现代南极洲的浮冰界线不超过50°S，如果这个古地磁测定结果是正确的，这似乎与冰海沉积发育地带相矛盾。我们对地史上气候分带了解不多，还有许多未知因素。是否冰碛或类冰碛（或杂砾岩）的古纬度分布，是随地区、随时代而变化的。冈瓦纳大陆北缘的西藏、滇西和东南亚以及本区的冰碛沉积，已影响到了当时的低纬度和赤道地区。

综上所述，属东海-南海块体一部分的海南岛而言，其大部分在石炭一二叠纪之前属冈瓦纳大陆的组成部分，这一结论是有相当根据的。同时结合西南日本古地磁资料，我们推测了东海-南海块体冈瓦纳的属性。

2. 结合带的构造特征

大陆边缘的结合带，是印支运动以来，在东亚大陆东部边缘由于特提斯-库拉板块的消亡，冈瓦纳大陆碎块的碰撞、拼贴而形成的。目前初步鉴别，存在有两条结合带：海南-飞驒结合带、玉里-三波川结合带。

海南-飞驒结合带

该带展布于西起海南岛北部，向东经广东内陆架，接闽浙近岸的50m水深线断裂

1）庾子治，1988，海南地体构造及其冈瓦纳大陆来源的证据。

带，过东海北缘，到西南日本北缘。纵贯东亚大陆边缘，是一条规模巨大的碰撞结合带。

作者[1)]根据广东近岸和海南岛北部存在的重力高带和磁异常带及其它地质-地球物理资料，提出印支—早燕山期古岛弧俯冲带的设想，随着工作的深化，资料的积累，该带越来越被广大的地质工作者重视。很多著名学者从各自掌握的资料，提出了不同的模式。

从目前掌握的地质-地球物理资料，对该带的地质构造特征作一阐述。

(1) 地球物理场特征

空间重力异常总体表现为一条 $0—1.5\times10^{-4}m/s^2$ 的重力高带，宽度为 10—20km。在广东内陆架上表现最为明显，北起南澳岛，沿着近岸向西延伸，经担杆列岛、万山群岛南侧，到海南岛北部重力异常值升高到 $1.0—1.8\times10^{-4}m/s^2$。在福建近岸为一个重力梯度带，向台湾海峡中部升高，其梯度达每公里 $2\times10^{-5}m/s^2$。在汕头—香港段表现出剧烈变化的低值异常带，在上、下川岛以南为一系列叠置于平缓负磁场背景上的正负伴生异常，并与重力高有明显的相关性。近年在台湾海峡进行的海磁测量，香港-汕头磁异常带向北东延伸，但异常值升高，为一系列呈北东向正负相间排列的变化磁异常带。

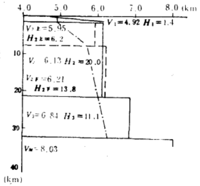


图4 东南地区地壳速度模型
(据国家地震局科技监测司，1988)

地壳测深资料也显示出了令人感兴趣的结果。在华南地区从地壳测深速度结构曲线上看，一般不存在低速层（图4）。但在这条带的北侧泉州、雷琼地区的深地壳测深速度结构剖面上，分别在16和10km上下，存在一条低速带（图5，6）。在这两地的中部大亚湾，通过转换波法，在速度剖面上于14km处存在一个速度的转折点。上述地壳中速度的变化，推测该带由于不同块体的碰撞，造成了地壳中的拆离，在滑脱过程中，沿拆离面造成岩石的塑性变形，使地震波速度减小。也由于这个低速拆离带的存在，形成了岩浆，在两块体进一步挤压时，促使花岗岩类的侵位和火山岩类的喷发。

用卫星重力异常计算了地幔流的应力场状态，在20°—23°高阶场（20—30阶）的图上，相当于碰撞带的位置有一个局部的环流存在，根据板块构造理论及其边界区构造应力场主要来源于地幔的对流这一观点，华南地区以下降流为主，沿海地区为一个小型环流（碰撞结合带），在南海地区为上升流（扩张区）。这种地幔流应力场的差异反映了岩石圈层的运动，也说明了华南南部地区是一个冷壳，岩石圈的厚度在100—200km。而在南海中央海盆区是一个热壳，据计算岩石圈的厚度只有30—45km。

大地电流测深研究表明，这个带可分成电阻率截然不同的东西两个带，其东部在异常低的电性层之下，有一厚约10km，电阻几十欧姆的可能为破碎的洋壳（福建物探队，1987）。西部为一高阻地壳类型。这表明这个带可能为古陆壳与洋壳之间的过渡地区。

(2) 地质构造环境

根据板块构造新理论，构造作用是地壳板块运动的综合作用的过程与结果，这种构

1) 李唐根等，1981，南海北部内陆架重磁场特征及其地质解释报告(内部资料)。

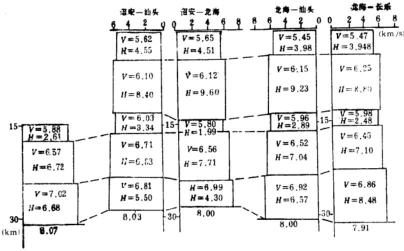


图5　泉—汕(NE)各测线速度结构分布图

（据国家地震局科技监测司，1988）

造作用必然会在沉积构造环境、岩浆构造环境、变质与变形构造环境中反映出来。在不同的大地构造单元或同一单元内的不同演化阶段，构造作用是千差万别的，但一定的大地构造环境对每一单元的某一时期则有特定的沉积物类型、岩浆和变质、变形的类型和构造格局。如造山带和消减带，它们的大地构造环境上的差异，沉积作用是不同的，火山作用所形成的火山岩类的差异也很明显，即使形成相同的岩石类型，但它们的化学成分、微量元素、稀土元素、矿物组合特征也是各不相同的。

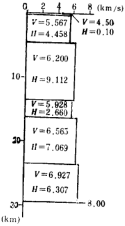


图6　泉—汕地区地壳与上地幔结构模型

（据国家地震局科技监测司，1988）

据粤、闽、浙、滨海地区的地质构造情况分析，自加里东运动以后，在华南-小白块体的南缘形成一个被动大陆边缘，连续沉积了泥盆—三叠纪沉积。福建福鼎—南溪地区是由这一边缘伸入到华南块体的拗拉槽，槽内沉积了一套厚度大于 1 400m 的浅变质细碎屑岩，夹有砾岩、灰岩和硅质灰岩、安山岩，具有复理石韵律（福建省地质矿产局，1985）。在海南岛有石炭—二叠纪深海复理石沉积。在岛的西北军营地区出现海底喷发，具有清楚枕状构造的玄武岩，呈层状夹于千枚岩、层状硅质岩之间，向东北经红岭到儋县和盛地区，断续延伸达 40km 以上（广东省地质矿产局，1988）。南海南沙群岛美济礁附近拖网采到灰黑色、性脆、具细纹层的硅质岩，并可见到层理的细小缝合线和可能是放射虫残余的小球状残留体。虽然硅质岩的年龄是未知的，但它可以与广泛出露于北巴拉望和卡拉棉群岛的中三叠世条带状燧石和放射虫岩石相对比。其上被晚三叠世海相、海陆交互相沉积覆盖。这套地层可与分布于粤中、闽南的晚三叠世—早侏罗世地层对比。在东沙群岛以北的海区，在地

震剖面上可见新生界之下，有一套褶皱起伏，同相轴连续性好的层序，推测为与粤闽的三叠—早侏罗世同期异相的沉积，说明在南海扩张前礼乐块体和东沙群岛相连成一体。在台湾西南盆地大陆石油公司的钻井中，见到了海相早白垩世的地层。台湾岛西部北港隆起上的KP-2、KP-3井也见到海相早白垩世的地层。在西南日本的美浓、三波川带变质的二叠—侏罗世地层，其原岩为硅质岩等建造。从这些零星的资料，可见分布于东海-南海块体上的石炭系至下白垩统，与华南大陆上具有完全不同的大地构造环境。

对于花岗岩的类型，近年来国内学者的分类都与地质构造环境相结合起来，同时给出了划分不同成因类型的标志。除了花岗岩的岩矿特征、地化指标、稀土元素、微量元素的地化特征以外，对稳定同位素（Sr、O）的地球化学特征特别重视，尤其是$^{87}Sr/^{86}Sr$值，通常用于判别花岗岩类是壳源型（比值>0.706），还是幔源型（比值<0.706）。也有的把比值放在0.710。国外学者把前者称之为S型花岗岩，后者称之为I型花岗岩。在华南块体上，无论是印支期还是燕山期的花岗岩，绝大多数为S型花岗岩，但在海南岛这两个时期则主要为I型花岗岩[1)]。在粤、闽沿海，尤其在福建沿海的岛屿，分布有一系列的I型花岗岩。表明在华南块体南部边缘的大地构造环境是属于安第斯型的大陆边缘。沿着长乐-南澳带，产出较为独特晶洞（钾长）花岗岩和碱性花岗岩，产出时代为早白垩世。这种花岗岩类是地壳深部的同熔岩浆，在断裂带向深部扩展作用下，促使底部地壳和地幔物质以底辟上升，深部物质和热流的增加，以及断裂活动的减压效应，扩大同熔岩浆并促进了岩浆的彻底分异，沿着断裂带迅速上升到浅部位，形成富碱质和超酸性的晶洞钾长花岗岩、碱性花岗岩。这条晶洞花岗岩带向西可延伸至广东近岸岛屿。在担杆列岛也有产出。

粤、闽、浙陆地和滨海区，发育着大片的中生代火山岩带，向西可延伸到中南半岛，向东北越过黄海到达朝鲜半岛南部，跨日本海到原苏联远东地区。其宽度几十到数百公里，最宽可达500km，是西太平洋极为醒目、规模巨大的火山岩带。对该带的成因，以往不少专家发表了各种各样的意见，称之为岭南火山岩带。我们认为这条火山岩带是与华南-小白块体和南海-东海块体的碰撞结合带的成因联系在一起。从火山岩形成的时间来看，由于碰撞结合的时间不同，火山岩产出的高峰时间也不同。总的趋势是由西向东时间变新。海南岛早、中侏罗世，粤、闽地区为中晚侏罗世，浙江晚侏罗—早白垩世。朝鲜半岛则以白垩纪为主。火山岩的地球化学特征分析，较清楚地显示出结合带由俯冲—碰撞造山—应力松弛形成过程的各个阶段，火山岩种类的地球化学特征是不同的。尤其在戈蒂里-里特曼指数关系图和火山岩的AFM图解上，清楚地看到了这一点（图7）。由图中可见，晚三叠—早侏罗世的火山岩在AFM图上落在拉斑玄武岩区；在戈蒂里-里特曼指数图上落在非造山区。故这个时期属海陆俯冲阶段安第斯型大陆边缘发育阶段。晚侏罗世的火山岩，在AFM图上落入碱钙型区，指数图上为造山区，故这个阶段为碰撞造山阶段。晚白垩世—第三纪的火山岩，在这两种图上投影点极为分散，无规律可循。

在浙、闽、粤、琼的这个结合带及其两侧，产出一系列的基性、超基性岩，在福建泉州桃花山、岱前山、富山等共发现有10多个基性岩体。超基性岩体以莆田长基岩体为

1）地质矿产部宜昌地质研究所，1989，《海南岛若干重要基础地质问题研究》的进展与问题。

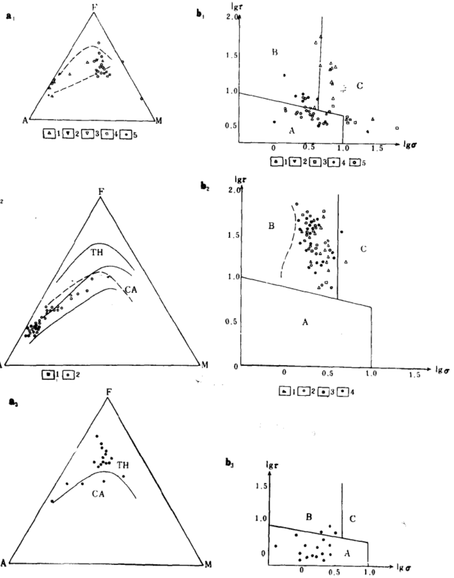


图7　火山岩与碰撞造山带关系图

（据福建省地质矿产局，1985；广东省地质矿产局，1988）

a_1. 第三纪玄武岩：1. 三水盆地；2. 雷州半岛；3. 海南岛；4. 汕头—惠来；5. 琼雷断陷盆地。b_1. 第三纪：1. 三水盆地；2. 雷州半岛；3. 汕头-惠来；4. 雷州半岛；5.海南岛。a_2. 晚侏罗世；1. 坂头组(J_3b)；2. 南园组(J_3n)。b_2.晚侏罗—早白垩世：1. 石帽山群上组(K_1sh_2)；2. 石帽山群下组(K_1sh_1)；3. 坂头组(J_3b)；4. 南园组(J_3n)。a_3 晚三叠—早侏罗世：火山岩 AFM 图解。b_3. 晚三叠—早侏罗世：戈蒂里—里特曼指数关系图：A. 非造山带火山岩区；B. 造山带及岛弧火山岩；C. A、B区派生的偏碱性火山岩区

代表，在地表出露有10多个小岩体，分布范围约$4km^2$。经重、磁详查及钻探了解，岩体下延有限，故从产状分析岩体没有“根”。与围岩接触变质不明显，是冷侵位方式达到现今的位置。在广东汕头一带也有产出。海南岛的长坡、白沙也有产出，西南日本的飞驒内、外带中也有分布。这些基性、超基性岩是在东海-南海块体与华南-小白块体碰撞造山过程中，两块体之间古洋壳消亡过程中，挤压侵位进入各自的层位中。许靖华教授称之为飞来峰。

另外在海南-飞驒结合带，也是一个变质、变形带，在西南日本明显的表现为外带高压低温的三郡变质带和内带低压高温的飞驒变质带的成对变质岩带。在浙、闽、粤沿海中对南澳-长乐变质岩带的研究较详细，该带被认为是一条中压高温变质岩带，为一条晚侏罗—早白垩世的变质岩带。向西沿粤东近海岛屿可达三门岛、担杆列岛、桂山岛，这里的早侏罗世的砂泥岩均已变质成变粒岩。在变质岩带发现有韧性剪切的特征，发育有一系列鞘褶皱。该带在东海由于被晚侏罗—早白垩世火山岩的干扰，其它的特征不明显。

综上所述，海南-飞驒碰撞结合带，是一条自印支期一燕山早期的活动造山带，在不同地段表现形式不一，有碰撞结合，有韧性剪切。但从总体分析，是以软接触为主，没有因为两个块体的碰撞而形成高大的山脉，但对板内的影响仍然是普遍存在。主要表现陆内基底的拆离、滑脱，形成不同规模的逆掩推覆构造和盖层的褶皱变形，花岗岩类的侵位和火山岩的喷发。

玉里-三波川结合带

该带北起西南日本的中央构造线（MTL）向南进入东海中部隆褶带，到台湾中央山脉东侧，经恒春半岛至南海北部东沙隆起，形成另一条碰撞结合带，称之为玉里-三波川结合带。西南日本的中央构造线，是由三波川高压带和领家低压带的成对变质岩带组成，其原岩为晚古生代至早中生代的岩石，自下而上为燧石层、含放射虫的细粒碎屑岩、滑积层和粗碎屑岩组成，从岩石组合特征分析，早期为深海复理石沉积，晚期为陆源碎屑物沉积。将褶皱变形的地层恢复原始水平状态后，其间存在一小洋盆的宽度可达100km（市川，1985）。据分析中央构造线是早中生代开始活动的一个较大的岩石圈不连续面。对带内褶皱构造分析，表明早期活动所形成的层内褶皱和鞘褶皱为主，具有平推剪切的韧性变形特征。在外带则存在一系列的晚期推覆体，表层为绿色片岩的推覆体，说明是由西南日本块体的高角度俯冲和早白垩世的碰撞造山而引起的。在台湾中央山脉的东坡，出露大南澳片岩，也由内外两带构成，内带为太鲁阁带，主要由晚古生—早中生代的陆源碎屑和浅海灰岩组成，经高温低压变质而重结晶为大理岩、绿片岩和片麻岩相的角闪岩。外带为玉里带，是深水泥质岩，富含大洋镁铁质-超镁铁质的岩类，属构造混杂岩。经过高压、低温变质重结晶变为蛇绿岩、角闪石岩和蓝片岩，两者以寿丰断层为界。这个双变质岩带是以海沟充填为标志的西倾俯冲带，并于86Ma构成了安第斯型的平行海岸的造山带。

位于西南日本和台湾之间的东海，这个结合带，被称之谓钓鱼岛隆褶带，该带显示为一条北北东向的高值变化磁异常带。空间重力异常也是一个变化重力高带，推测是由高磁性和高密度的中基性岩和混杂岩构成的一个碰撞结合带。在台湾以南的东沙隆起，自台湾向南西方向伸展的一条重、磁高值异常带，经正、反演计算，该带在20km以下埋藏有一条高磁、高密度的岩体。推测为基性、超基性岩体。在这条带的内侧，东沙群

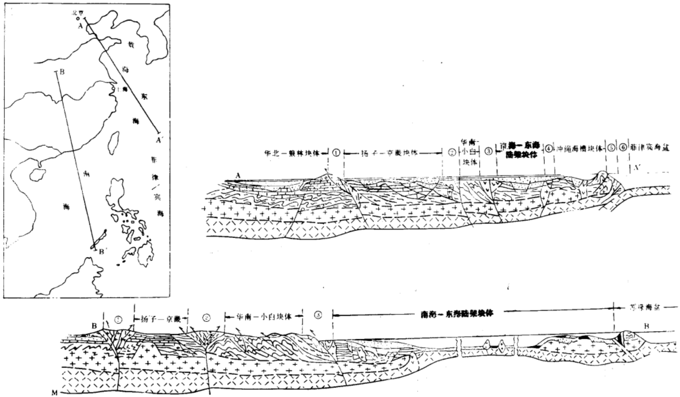


图 8　构造剖面示意图

①大别-临津江结合带；②江绍-沃川结合带；③海南-飞驒结合带；④玉里-三波川结合带；⑤四万十俯冲带；⑥琉球海沟俯冲带

岛的东部，一条双船折射地震剖面，测得莫霍面的深度为30—32km，比广东陆地的28km还厚，这可能是因为洋壳向西俯冲过程中，安第斯型造山作用，使地壳厚度相对加厚。

岛弧海沟带

该带是东亚大陆边缘区的最外带，为一个复杂的岛弧-海沟体系。晚白垩世以来该带经历了太平洋和菲律宾海板块的两次向西北和西的俯冲加积的结果。在不同的段落，具有不同的特征和构造样式。

西南日本至琉球群岛的中、北段，在晚白垩世—早第三纪太平洋板块的俯冲，使四万十带混杂堆积加积到西南日本的南部和中北琉球的东部，同时有花岗岩类的侵位和火山喷发，据分析是一个高角度的俯冲，并没有引起大的弧后张裂和扩张，而只是在弧后引起地幔的上隆和地壳的减薄。

在南海由于白垩纪的首次扩张，在菲律宾岛弧北侧和加里曼丹、巴拉望岛的北侧，发生俯冲，在吕宋岛的仁牙因湾—马尼拉湾的三描礼士形成混杂堆积，在南巴拉望岛和沙巴产生一些基性、超基性岩和蛇绿岩。

晚新生代由于菲律宾海板块的扩张或太平洋板块运动方向的改变，以低角度向欧亚板块边缘俯冲，引起了弧后扩张，在西南日本和琉球弧后形成了日本海和冲绳海槽。台湾由于菲律宾海板块正面与之碰撞，使原来较为宽阔的台湾海峡被向西推挤而变窄，前始新世的地层褶皱成山。菲律宾岛弧则在中新世晚期逆时针旋转，南海沿马尼拉海沟向东俯冲，而太平洋板块继续向西推进，使菲律宾海板块沿菲律宾海沟向西俯冲，形成了对冲的构造格局（图8）。

（三）西菲律宾海区（III）

西菲律宾海区位于菲律宾海板块西部。以九州-帛琉脊为界分成东西两个海盆，即西菲律宾海盆和四国-帕里西维拉海盆。两个小洋盆具有不同的形成时间和不同的构造特征。

西菲律宾海盆（III_1），水深一般不超过5.5km，海盆内沉积物厚度较薄，在75—150m之间（Hayes *et al.*，1978）。地壳也非常薄，尤其层2不到500m（Henry等，1975；Bibee和Shor，1979）。地幔位于海底之下4—6km的深处。该海盆的岩石圈也非常薄，大约在30km（Seekins和Teng，1977）。对于海盆的形成时间众说纷纭。但一般磁异常条带解释为21—17号（始新世，52—40Ma）。

西菲律宾海盆进一步分为大东、冲大东海脊、贝纳姆海台和中央海盆三个部分。贝纳姆海台，在隆起背景之上覆盖着300—400m的深海沉积物，时代为晚始新世，DSDP292井443.5m以下为拉斑玄武岩，因此仍然是属洋壳性质的洋底高原。具有特殊意义的大东、冲大东海脊和奄美海台的某些地段，海底拖网得到斜长花岗岩系列的侵入岩和中酸性岩的变质岩，K-Ar法测定其年龄为150Ma和14Ma（Васильеб，1974；Тниденко，1979），还有新生代的玄武岩 英安岩等的喷出岩。由此可见，这个构造脊可能是一个沉没于海底的古火山岛弧。

四国海盆和帕里西维拉海盆（III_3），两者在25°N以一个海底山脉分开。四国海盆为一个北北西近南北走向的平行四边形，由于菲律宾海板块向北西的俯冲，正逐渐消亡

在西南日本之下。Watts 和 Weissel（1975）识别出北北西—南南东走向的大洋磁异常条带，编号为 7—5E。在 22Ma 之前以 4.2cm/a 的速率扩张，之后则以 2.2cm/a 的速率扩张。在 19 或 13Ma 时停止扩张。DSDP442、443钻孔证实上部为厚约 400m 的半远洋粘土和含超微化石的软泥，其时代为中新世或更年轻些。具有洋壳性质的地壳在其中央为最薄，约 12km。该盆地还是一个高热流区，最大达 5.5 热流单位。帕里西维拉海盆，平均水深在 5 000m，洋底地形崎岖，有一系列不连续的深渊，V 形断陷和具扩张脊特征的海脊和海山，海盆的地壳结构属于大洋地壳性质，根据 Mrozowski 和 Hayes（1979）对磁异常条带的研究，海底扩张的时代距今 30—17Ma。沉积物的厚度较薄，一般在 500—250m。据 DSDP53，54，449 和 450 井资料，其基底为拉斑玄武岩，时代为晚渐新—中中新世。与磁异常条带识别的成果一致。

分隔西菲律宾海盆和四国-帕里西维拉海盆的九州-帛琉脊（III_2），只有中部帕里西维拉岛露出水面。这条脊的基底是安山质玄武岩和火山角砾岩的互层组成，据基底玄武岩的同位素年龄测定为 34Ma（Sutter 等，1978）。脊的两翼为火山碎屑沉积物所覆盖。据 Karig 分析，这是一条较老的残留火山弧。

三、中国海区及邻域大地构造演化

本区的大地构造演化，经历了陆核形成阶段、古全球构造阶段、中间阶段和新全球构造阶段（表 1）。每一个阶段中，在不同时期构造活动的特征和样式也是有很大的差异。我们所说的大地构造演化，包括了两个方面的含义：一是构成大地构造基本单元的块体，由陆核到成为克拉通化的过程，以及晚期构造作用对古构造的改造；另一方面是这些块体之间结合带的发生、发展过程和对块体之间在相对运动中的作用和对块体的影响。两者比较又更重视后者。这些结合带反映了古大陆边缘的性质和活动的方式；地壳类型以及陆块碰撞拼贴增生的过程。这无疑会深化对一个地区地质构造特征的认识，但是要正确地认识结合带，其难度是很大的。由于这些带经过长期构造活动的蹂躏，已面目全非了。尤其像中国东部地区，薄壳构造是在没有洋壳和地槽的条件下发生，因而基底的拆

表 1　地壳构造发展阶段

地壳发展阶段		地质时代	备注
阶段	时期		
新全球构造阶段	沉降、俯冲期 拉张、聚敛期 挤压、改造期	E_3^2—Q K_2—E_3^2 T_3—K_1	
中间阶段		P—T_2	
古全球构造阶段	稳化期 成台过渡期	D—C Pt_3—S Pt_1—O	同序时差对各块体发展时间有差异
陆核形成阶段		Pt_{1-2} Ar	

离和盖层的推卷，其运动的发生不是沿着一个平整的底板，而是从不同层次的梯道进行，原来的“条”反而表现为高角度的冲断或平移，使得“块”和“条”之间的界限很难划清。

综合表 1 大地构造的演化可简化为五个时期：1）前寒武纪陆核形成及块体克拉通化；2）古生代块体稳化及泛大陆的形成；3）中生代巨板块解体，东亚大陆边缘增生和陆内的挤压改造；4）晚白垩世—中渐新世的板内拉张和板缘聚敛；5）晚渐新世晚期以来的板内沉降和板缘俯冲。

（一）前寒武纪陆核形成及块体克拉通化

东亚大陆区内作为大陆雏形的陆核，出现于太古宙和元古宙（图 9）。

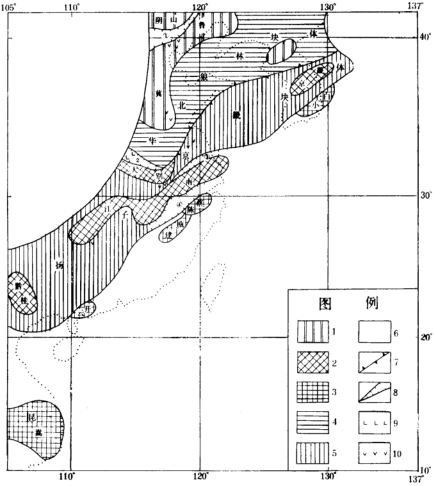


图 9　前寒武纪中国东部及邻域大地构造示意图

1．太古宙陆核；2．早—中元古代陆核；3．中—晚元古代陆核；4．早—中元古代块体；5．中—晚元古代块体；6．大洋区；7．晚元古代结合带；8．晚元古代拗拉槽；9．基性岩；10．中酸性岩；①蓟县拗拉槽；②东秦岭拗拉槽；③皖南拗拉槽；④浙西、赣北拗拉槽

华北-狼林块体的陆核，由冀东的迁西群、鲁西泰山群、辽东鞍山群以及朝鲜北部的狼林群组成。其同位素年龄均大于 2 500Ma，为太古宙中晚期的产物，其中的迁西群，同位素年龄达 3 500Ma，是目前中国大陆最古老的岩石。这些地层已变质为高角闪岩-片麻岩-麻粒岩，其原岩为中基性火山岩-硬砂岩。经阜平运动这些陆核开始克拉通化，其边缘产生裂陷；经吕梁运动，华北完全克拉通化，中元古界的长城群，已作为盖层覆盖于变质基底之上。但在胶辽、朝鲜北部，元古宙晚期才结束克拉通化进程，震旦系作为盖层，覆盖于变质基底之上。

扬子-京畿块体，在中国陆区目前还没有发现太古代的陆核，但在朝鲜半岛南部的涟川群，同位素年龄为 2 666±40Ma，其中在京畿道乌山邑阴山里的黑云母片麻岩 Rb-Sr 全岩年龄为 2 975Ma（Lee，J.H.等，1972）。该区能作为陆核的主要是中元古代的变质岩类。如湖南的冷家溪群、桂西的四堡群、浙西的双溪坞群和赣北的双桥山群，它们的同位素年龄为 1 500—2 000Ma。在南黄海海域，从磁场特征分析，与四川中部的相似，可能为一个早元古代的陆核。四堡运动，普遍完成了洋壳向陆壳的过渡。浅变质的上元古界板溪群覆盖其上，晋宁运动完成克拉通化。但在扬子南部边缘，仍然发育着边缘裂陷，在震旦纪转变为拗拉槽。

华南-小白块体，作为陆核有闽北的建瓯群和浙西的陈蔡群，具有 1 400—1 800M 的同位素年龄。在朝鲜半岛南部小白块体的上里变质岩群，片麻岩和花岗岩的同位素年龄达 2 000—2 100Ma。在日本海西南的郁陵岛，海底拖网采集到的片麻岩有 2 700Ma 的同位素年龄（Melankholina 等，1976）。这些陆核均以孤立的岛屿存在于大洋之中，晋宁运动这些岛弧的一部分增生到扬子-京畿块体的南缘，克拉通向南扩展，晚元古代沿江绍一线陆块裂离、形成断陷。有的发展成拗拉槽。

印支块体，以呵叻-昆嵩为核心的昆嵩群是印支块体最古老的地层，为一些正、副片麻岩、闪岩、蓝晶矽线石片岩和辉岩组成，同位素年龄为 980Ma，也有 2 300Ma 的报道。

组成东亚大陆的陆核以及克拉通化过程，各个块体之间在时间上有“同序时差”的变化。从陆核的原岩分析，它们中的大部分均不是标准的大洋壳的铁、镁质超基性岩石，往往是基性岩中夹有硬砂岩等陆源碎屑物质，甚至有碳酸盐岩类的成分。因此有待我们更深入的工作，找到像南非、北欧那样的伴有花岗岩的绿岩带。

散布于南海、东海中的古陆核，目前由钻井证实的有南海西沙群岛的西永一井，于 1 300m 钻遇花岗片麻岩，同位素年龄 627Ma，也有 1 462Ma 的报道。东海温东海域的灵峰一井，2 489m 以下为片麻岩，同位素年龄为 1 680Ma，这些古陆是在冈瓦纳大陆形成的，经以后分裂出来，随板块运动漂移而来。

（二）古生代块体稳化及泛大陆的形成

在古全球构造体制下，古生代各块体趋于更加稳化，与结合带的活动形成极为鲜明的反差（图 10，11）。

华北-狼林块体，晚元古代稳定沉降，以陆表海为基础连续沉积了震旦（青白口）—奥陶系碳酸盐为主的沉积建造，只在蓟县地区，形成震旦纪的拗拉槽。中奥陶世末抬升成陆。晚石炭世又下沉形成了河湖、海陆交互相沉积建造。晚二叠世在华北-狼林块体北

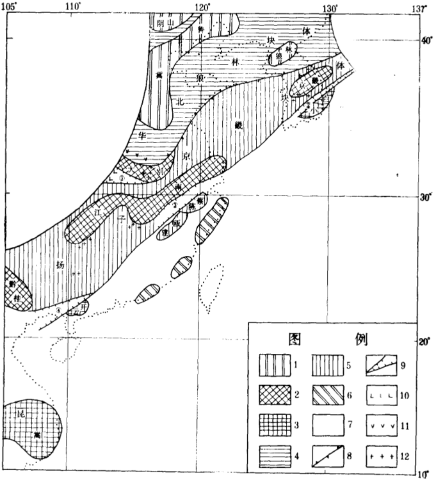


图 10 早古生代中国东部及邻域大地构造示意图

太古宙陆核71.；2. 早—中元古代陆核；3. 中—晚元古代陆核；4. 早—中元古代块体；5. 中—晚元古代块体；6. 早—古生代隆起区；7. 大洋区；8. 早中生代结合带；9. 早古生代拗拉槽；10. 基性岩；11. 中酸性喷出岩；12. 中酸性侵入岩；①大别拗拉槽；②沃川拗拉槽；③浙西、皖南拗拉槽；④钦防拗拉槽

侧，沿索伦—西拉木伦一线与蒙古-西伯利亚大陆碰撞对接，结束了海侵史。

华北-狼林块体的南缘，即大别-临津江结合带自晚元古代—中生代一直处于活动状态，晚元古—早中生代该带西段秦岭—大巴山表现出强烈拉张和边缘沉降的特征，地化指标确认拉出了洋壳。大别地区至胶南只表现了陆内拉张的特征。由东向西其沉积从复理石沉积过渡为洋壳玄武岩。早古生代晚期闭合时，在秦巴区华北块体表现为右行向南仰冲，在大别地区因压紧后进一步推挤而形成花式构造。并促使大别群强烈抬升到地表（张渝昌等，1989）。在挤压碰撞带的南侧则形成新的泥盆—三叠纪的拗拉槽。越过北黄海，在朝鲜半岛的临津江地区，也产生了泥盆—石炭纪的临津江拗拉槽，开口朝东，在日本海拉出了洋壳，并可与华北-狼林地块北侧晚古生代洋壳相连。晚二叠世随着索伦-

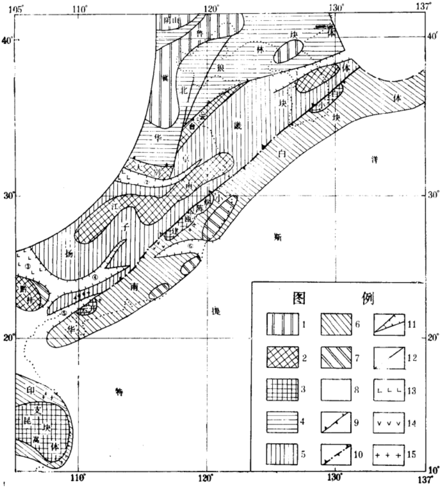


图 11 晚古生代中国东部及邻域大地构造示意图（泛大陆A）

1．太古宙陆核；2．早—中元古代陆核；3．中—晚元古代陆核；4．早—中元古代块体；5．中—晚元古代块体；6．早古生代块体；7．早古生代缺失区；8．大洋区；9．中、晚元古代结合带；10．早古生代结合带；11．晚古生代拗拉槽；12．断裂带；13．基性岩；14．中酸性喷出岩；15．中酸性侵入岩．①临津江拗拉槽；②大别-皖西拗拉槽；③南盘江洋；④湖南-粤北拗拉槽；⑤钦防拗拉槽；⑥福鼎-大田拗拉槽

西拉木伦碰撞造山带的形成和关闭。形成横贯中国东部显著的碰撞造山带。

扬子-京畿块体的基底具以下特征：①初始地壳形成晚，规模小而散，克拉通化程度低，因而有较大的活动性；②在原始陆核及其边缘组成的早元古代基底之上，又围绕初始陆壳发育中元古代巨厚的硅铝壳质的褶皱层，构成双层基底。由于存在上述特征，在古全球构造体制下，扬子-京畿块体，在青白口纪—早古生代，表现出了陆内拉张断陷和克拉通边缘发育着一系列的裂谷和拗拉槽。但是，南北部克拉通边缘具有不同的性质。北部边缘以大别-临津江结合带，具有陆间碰撞增生的特征；南缘则是面向泛大洋的被动陆缘，并以软拼贴的陆缘增生为特征。

华南-小白块体上，近年来不断发现晚元古一早中生代的基性火山岩，深海复理石沉积，巨厚的浊积岩，甚至洋壳碎块的超基性岩，并与台地相叠层石灰岩并存，古老的陆块穿插其间，这种构造格局，类似于现在边缘海模式。反映了华南过渡壳上微陆块向扬子南部边缘"手风琴"式的多期拼贴，显著的拼贴挤压出现在晚奥陶世一志留纪。在江绍一沃川一线成为扬子与华南块体的结合带。钦防拗拉槽一直到泥盆纪晚期最后关闭，形成了统一的南方大陆。

在晚古生代已经形成的南方大陆，成为开阔的边缘海，并普遍接受碳酸盐台相沉积。华南地区则在中泥盆世、晚泥盆世早期、早石炭世、早三叠世受特提斯构造域的影响，发生多次拉张，最强烈的一次发生在早二叠世的晚期。在湘桂海盆形成北东、北西两组交叉的台槽和台块相间排列的构造格局（张渝昌等，1989)。在槽内沉积了深水硅质岩、浊积岩（以孤峰组为代表)。在桂西南盘江一带还夹有细碧角斑岩，滇西有大陆性拉斑玄武岩喷发，向西过渡到大洋性拉斑玄武岩，说明古特提斯洋已伸到了滇桂地区。许靖华教授（1989）称之为南盘江洋。在福建南溪一福鼎则拉出早、中石炭世的拗拉槽。印支运动海水全面退出，一个新的大陆边缘形成于华南-小白块体的南缘。

东海-南海块体，在早古生代仍位于冈瓦纳大陆的北部边缘，接受一套浅海相含磷、锰、硅质磷酸岩和深海硅质复理石建造，晚古生代则形成一套深海复理石、硅质岩建造（西南日本)；滨-浅海冰碛岩-复理石建造（海南)，有明显枕状构造的海底玄武岩喷发，是一套完全不同北方大陆的沉积建造。

（三）中生代巨板块解体，东亚大陆边缘增生和陆内挤压改造

印支运动地壳演化进入新全球构造的发展阶段，联合古陆巨板块解体，按统一的全球地球动力学体制有规律地相对运动。对本区直接有影响的是冈瓦纳大陆的解体，古泛大洋在三联点的海底扩张，分裂出的其中特提斯-库拉洋板块，向北漂移，在欧亚板块的东部边缘的华南-小白块体南缘成为洋陆"争斗"的一条锋线（图 12)。这条东部锋线，在中生代发生了两个构造体碰撞结合和拼贴作用。并对陆内古生代的构造格局进行改造。

特提斯-库拉板块向北漂移，并于晚三叠世向华南-小白块体南缘以安第斯型俯冲，受南北转换断层影响，夹持于不同转换层间的段落运动速度有差异，对华南-小白块体碰撞的方式和时间也不同。早期自冈瓦纳大陆裂离的海南陆块，首先与华南碰撞，在海南军营地区见到的具有枕状结构的玄武岩和基性岩，是碰撞时挤出的洋壳物质。在结合带中有晚三叠世的磨拉石建造。

粤东、闽南为边缘海格局，在晚三叠世沉积了滨浅一半深海的类复理石建造，水体由北向南加深，沉积物厚度向沿海加厚，最大厚度可达 7 800m。在结合带的外侧为深海硅质岩建造。西南日本由于三郡带和飞驒带的碰撞结合，形成一成对变质岩带，并且有蛇绿岩套的形成。

中晚侏罗世该带全线碰撞造山，在带内及两侧，形成了东亚区大规模的碰撞型碱钙性花岗岩和火山岩带，尤其在带内侵位的Ⅰ型花岗岩，说明该带的安第斯型边缘的特征。据同位素年龄测定的统计，其喷发和侵入的高峰是 145Ma。早白垩世处于挤压高峰后的松弛期，在带内形成了磨拉石建造的盆地，并有分异较彻底的晶洞钾长花岗岩侵位。这样

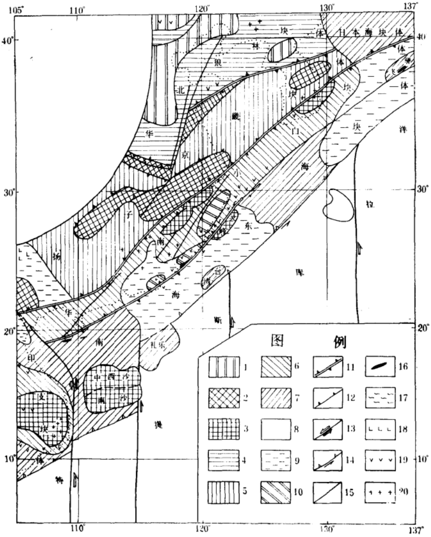


图 12　中生代(T_3K_1)中国东部及邻域大地构造示意图

1. 太古宙陆核；2. 早—中元古代陆核；3. 中—晚元古代陆核；4. 早—中元古代块体；5. 中—晚元古代块体；6. 早古生代块体；7. 晚古生代块体；8. 大洋区；9. 中生代边缘海；10. 早古生代缺失区；11. 结合带；12. 中生代推覆体；13. 转换断层；14. 具有走滑性质的俯冲带；15. 主要断裂带；16. 蛇绿混杂岩；17. 中、高温变质岩；18. 基性岩类；19. 中酸性喷出岩；20. 中酸性侵入岩

东亚大陆区的东部边缘一个巨大的海南-飞驒结合带形成了。在东亚大陆内此时造成了在薄壳构造上的基底拆离和推覆构造，并且在特提斯构造域和太平洋构造域的联合作用下，开始了由南北分块转向东西分带的构造格局。

与此同时，由于特提斯洋的几次启闭，原靠近扬子西部的印支块体被向南推挤，沿红河一线碰撞造山。元古宙结晶岩块被逆掩推覆到了晚古生代地层之上。

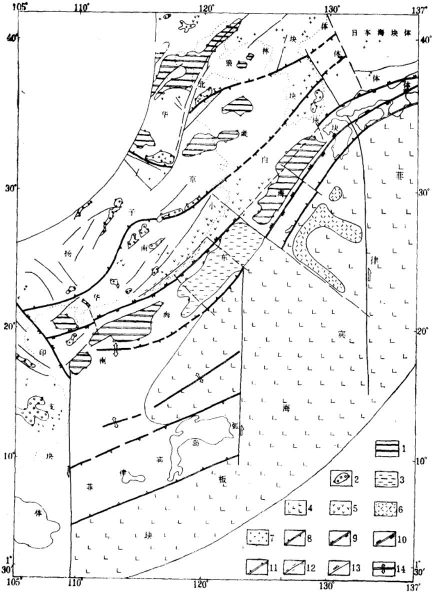


图 13　早新生代中国东部及邻域大陆构造示意图

1. 晚白垩—始新世断陷盆地；2. 白垩纪山间盆地；3. 早新生代边缘海；4. 早新生代洋盆；5. 中生代中酸性喷发岩；6. 中基性喷出岩；7. 中生代中酸性侵入岩；8. 前中生代结合带；9. 早中生代结合带；10. 晚中生代结合带；11. 早新生代俯冲带；12. 断裂及变质岩带；13. 转换断层；14. 扩张轴

中、晚侏罗世海南-飞弹结合带碰撞造山后，太平洋板块继续扩张，继续向北漂移。俯冲带只有找新的出路。退移到领家-钓鱼岛隆褶带—台湾与东沙一线形成新的俯冲带。并于早白垩世晚期—晚白垩世早期碰撞形成一个新的结合带，在西南日本为中央构造线，

台湾为玉里-太鲁阁双变质带（86Ma）。并有岩浆岩的侵位和喷发。

(四)晚白垩世—中渐新世的板内拉张和板缘聚敛

印度洋板块自中生代末期高速向北推进，晚特提斯洋向拉萨块体俯冲消减，印度块体在始新世沿雅鲁藏布江一线碰撞楔入，东亚大陆向东蠕散，在太平洋板块共同作用下，中国东部加剧了东西分带的格局，在区内形成了两条北东、北北东向的裂谷系。内带北起松辽、渤海湾、江汉至北部湾等一系列具有裂谷性质的断陷盆地。外带在东海陆缘和南海的北缘，形成了晚白垩世—早第三纪的断陷盆地，如东海陆架盆地、台西南盆地、珠江盆地、琼东南盆地等。在两巨型断陷带之间的隆起带上，除发育有大型的苏北-南黄海盆地外，在张引力作用下，沿着结合带形成一系列的小型山间红色盆地。

晚白垩世起在西南日本南缘和琉球群岛的中北部形成新的俯冲带，加积了四万十混杂堆积。由于太平洋板块运动方向的改变，原来南北向的转换断层变为俯冲带，圈出了菲律宾海板块。在南海则首先发生陆内拉裂，进而拉出洋壳，发生第一次扩张。

综上所述，该阶段是以东亚陆缘的俯冲聚敛和陆内由蠕散到拉张为主要特征。也是东亚一系列沉积盆地开始形成的时期（图 13）。

(五)晚渐新世晚期以来的板内沉降和板缘俯冲

东亚大陆区在新生代早期所形成的断陷盆地，由于整体沉降而转化为拗陷盆地。南海中西沙和南沙地区，在犁式断层作用下，由于拉张使陆壳减薄，上地幔上隆，在第一次扩张的基础上，再次扩张。中新世后的一次广泛海侵，使中西沙和南沙群岛逐渐下沉，在古老基底之上生长了 1 000 余米的珊瑚礁灰岩，并由于东亚大陆继续向东蠕散，南海沿马尼拉海沟向东俯冲，中新世以来，南海海底已消减了数百公里，并将继续消减，直到菲律宾弧与东亚大陆主体碰撞为止（许靖华，1989）。

太平洋板块在 40Ma 时运动方向的转变，菲律宾海板块向东亚陆缘继续俯冲，由于边界条件的差异，形成三种不同的汇聚类型：1）西南日本-琉球岛弧，菲律宾海板块沿南海海槽和琉球海沟低角度俯冲，在弧后张裂，产生弧后盆地，即日本海盆和冲绳海槽。后者仍在裂谷阶段；2）台湾弧，菲律宾海板块正面与其碰撞，一方面将台湾弧推挤成山，近 4 000m 的中央山脉为此期产物，另一方面洋底仰冲形成了著名的台东纵谷；3）南部的吕宋弧在早期近东西向横卧状态，此时逆时针旋转，在南海海底沿马尼拉海沟向东俯冲的同时，菲律宾海板块也沿菲律宾海沟向西俯冲，形成了两洋夹一弧的对冲格局。

在中新世早期，太平洋板块在沿伊豆小笠原、马里亚纳海沟俯冲中，拉开了九州-帛琉岛弧，产生了四国、帕里西维拉海盆。至此，中国海及其领域以目前的面貌呈现在太平洋的西部边缘。

广州-巴拉望地学断面

南海属西太平洋边缘海之一，其重要的地质、地理位置和丰富的矿产资源早已引起中、外地质工作者的重视。现已进行了大量的调查研究工作，积累了丰富的资料。为使南海的调查研究进入更高层次，80 年代初南海地质调查指挥部（即广州海洋地质调查局前身）特部署了南海北部陆坡—礼乐滩区域综合地球物理调查大剖面，现按国际岩石圈委员会(ICL)，CC-7、GGT 协调组拟定的编图原则加工成一条地学剖面（图 1、表 1）。

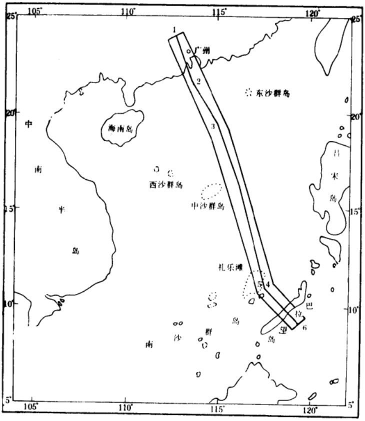


图 1　广州-巴拉望地学断面位置图

表 1　剖面端点和拐点地理坐标

点　号		1	2	3	4	5	6
地理坐标	东经	112°43.17′	113°41.20′	114°58.64′	117°27.16′	117°23.41′	119°21.40′
	北纬	23°59.36′	21°29.57′	19°21.68′	11°12.14′	10°9.07′	9°9.20′

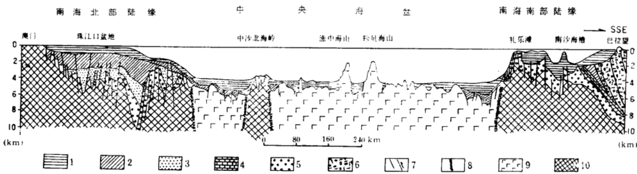


图 2　南海北部陆缘—中央海盆—南部陆缘据地震解释的新生代沉积剖面

1. $Q—N_1^3$; 2. N_1^{1-2}; 3. $N_1^1—E_3^3$; 4. $Q—E_3^3$; 5. E_{1-2}; 6. 混杂岩; 7. 断层; 8. 陆—洋分界线; 9. 洋壳基底; 10. 陆壳基底

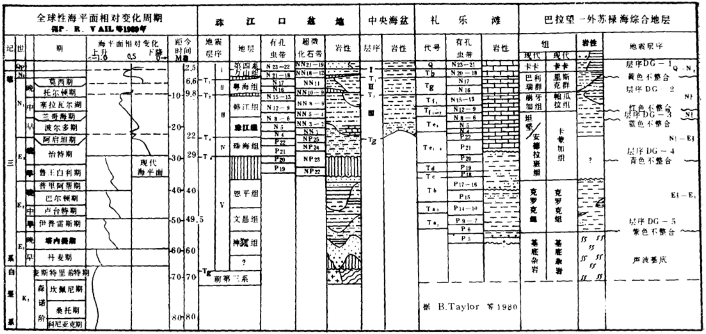


图3　南海北缘—中央海盆—南海南缘地震地层柱状图

一、新生代沉积盖层

南海新生代沉积厚度变化很大（图 2）：北缘珠江口盆地一般厚 2—5 km，珠二拗陷中部最厚达 10km 左右；中央海盆区从中部 0.5km 左右向两侧增至 2—3km；南缘礼乐滩—巴拉望一般 2—4km，由北往南增厚，至巴拉望陆架区若加上外来混杂楔，最厚达 10km 左右。新生界内部存在多个不整合面，其中三个具区域对比性，即北缘的 Tg、T_6 和 T_2 不整合大致相当于南缘的 V（紫色）、B*（青色）和 R（红色）不整合（图 3）。

Tg 或 V 大致相当于声波基底的顶界，其地质属性，在陆缘区主要反映新生界（可能局部包括上白垩统顶部）之底。区内大部分张性断裂开始活动于白垩纪末—第三纪早期，与这一不整合事件密切相关，故称之为“裂开不整合”。在海盆区 Tg 则反映大洋基底的顶界。

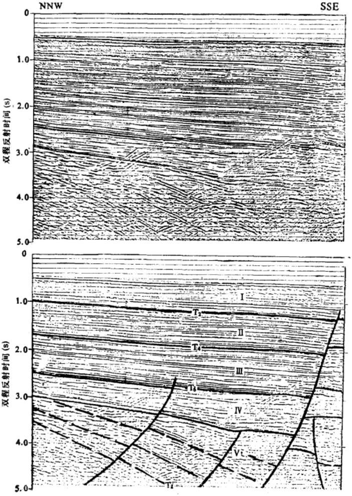


图 4　珠江口盆地珠二拗陷中部地震反射解释剖面

T₆或B*出现在渐新统内部，即使在新生代沉积巨厚的珠二拗陷中部，这一不整合也十分清楚（图4），反映南海扩张前的区域性抬升和夷平作用，可称之为"分裂不整合"。

T_2出现在中中新统与上中新统之间，在海盆与陆坡过渡带呈一向海盆倾斜的上超面（图5），标志着此时两者间发生过强烈的差异沉降。中中新世末至晚中新世早期是陆缘区沉降幅度和沉积速率高峰期，并伴有区域性的玄武岩喷溢活动和热事件（Ru, K. *et al.*, 1986），可能南海此时又发生过一次张裂活动。

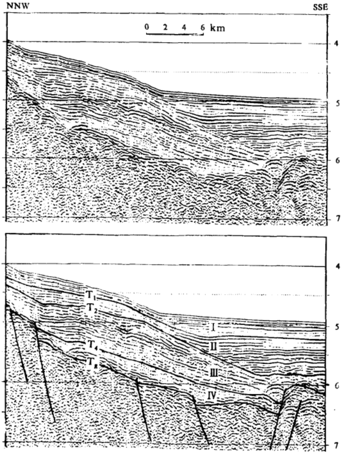


图5 南海北部陆坡—中央海盆反射地震解释剖面

二、岩石圈的结构构造

磁异常（ΔT）具明显的分区性（图6）。北缘及毗邻陆区为平缓变化负异常区；中央海盆区集中出现高振幅短波长异常；南缘为平静异常区；巴拉望和北苏禄海发育高值异常。经高、低通滤波分离处理后，这种分区特征更为突出，可分别提取2—3种埋深的磁源信息，作分区功率谱分析也获类似结果。海盆区具双层磁性结构；浅源磁性体均位于

大洋层2顶部，是引起条带状磁异常的主要因素；陆缘区具三层磁性结构。南、北缘的差异在于，南缘仅出现个别浅源磁性体，各中源磁性体的有效磁化率接近，且埋藏深度变化不大。这种差异表明南、北陆缘的基底属性有所不同。无论是海盆或陆缘区，其深源磁性体均位于莫霍面附近，可能壳一幔过渡带仍存在一定磁性。

重力异常（包括空间异常、卫星异常、均衡异常和布格异常）及其处理结果也反映与磁异常类似的分区性（图7）。以其他地球物理资料（如反射地震、爆破地震、声呐浮标、地震转换波测深和大地电磁测深等）作为约束条件，利用重力资料作正、反演计算，获岩石结构模型（图8）。莫霍面深度在华南近海陆区约30km，北缘15—28km；海盆区上升到10—13km；南缘为25—30km，北苏禄海又上升到15km左右。壳内具复杂的纵向分层和横向分块特征。陆壳及过渡壳区的三层结构分别解释为上地壳、中地壳和下地壳；洋壳的三层结构为层1（沉积层）、层2和层3。岩石圈底界深度变化趋势与莫霍面一致：华南近海陆区约96km；海盆区上升到35—40km；南缘及北苏禄海又下降到50—70km，利用洋壳区岩石圈厚度与年龄、海底深度和热流关系的经验公式估算岩石圈的厚度（表2），与此解释结果接近。

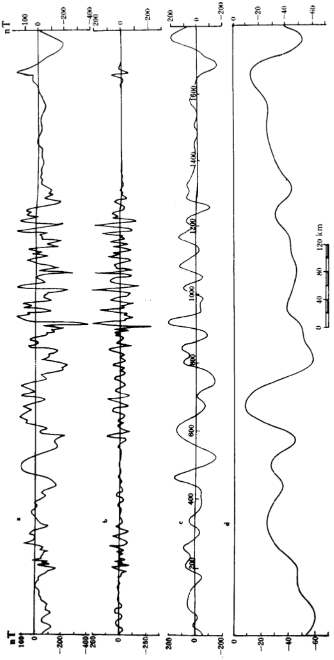
表2　南海中央海盆区岩石圈厚度计算对比表

方　法	区　间(km)			计算公式	注
	北　缘	中　心	南　缘		
岩石圈厚度与年龄关系		30		$Hl=7.5\sqrt{t}$ t：0—20Ma	理论估算公式据Городницкий, А.М., 1979
	45		45	$Hl=8.8\sqrt{t-5}$ t：20—60Ma	
岩石圈厚度与地形关系	45	35	45	$Hl=7.5+19\Delta h$ $\Delta h=0.35\sqrt{t}$	
岩石圈厚度与地热流关系	35	30	41	$Hl=3358/(Q-q)$	
本报告综合解释结果	30—35	35—38	40—45		

三、地球动力学特征

据南海已有的地热流资料截取的热流趋势剖面可用于宏观分析岩石圈的热状态。据此计算的温度分布剖面（图9）上，若500—600°C和1 300°C等温面大致反映莫霍面及岩石圈底界深度，显然与图8十分接近。这种对应关系表明热软流层圈已不同程度上升，以中央海盆区上凸幅度最大，与南海的张性应力场密切相关。

据Runcorn等（1967）所建立的地球重力球谐函数与地幔对流模式之间的关系式，计算地幔流对岩石圈底部产生的切向应力场可近似地看作岩石圈的构造应力场。图10是根据卫星重力资料计算的不同阶场地幔流分布剖面，可用于对不同深度的地应力状态作宏观定性分析。2—12阶场反映一组斜向对流层：其上层流向东南推进；下层流反向下插，并明显牵引前者。这种对流形式类似于大洋板块的俯冲机制，可能反映西太平洋对



nT
a
b
c
d
200
400
600
800
1000
1200
1400
1600
0 40 80 120 km

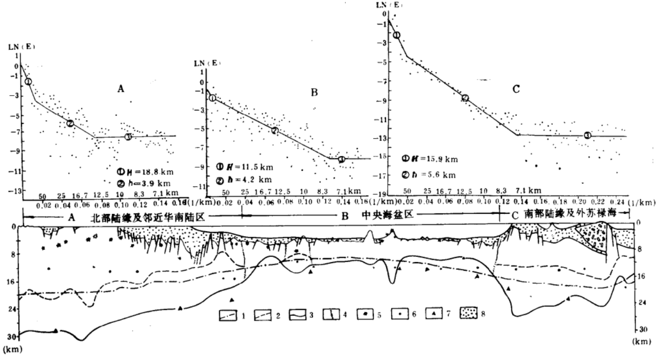


图6 广州-巴拉望磁异常(ΔT)剖面-磁源体埋藏深度-分区功率谱

a. 磁异常(ΔT); b. 经高通滤波的磁异常; c. 经低通滤波的磁异常; d. 磁异常上延 60km

1. 居里等温面; 2. 中—下地壳层间界面(陆壳区); 3. 莫霍不连续面; 4. 陆壳-洋壳边界; 5. 据高通滤波磁异常计算的磁源体顶部埋藏深度; 6. 据低通滤波磁异常计算的磁源体顶部埋藏深度; 7. ΔT 上延 60km 计算的磁源体顶部埋藏深度; 8. 新生代沉积

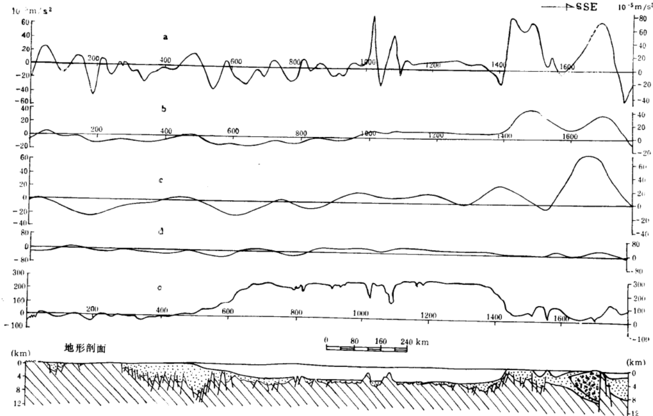


图 7　广州-巴拉望重力异常剖面

a. 空间异常; b. 空间异常上延 30 km; c. 卫星重力异常 (2—180 阶); d. 均衡异常; e. 布格异常

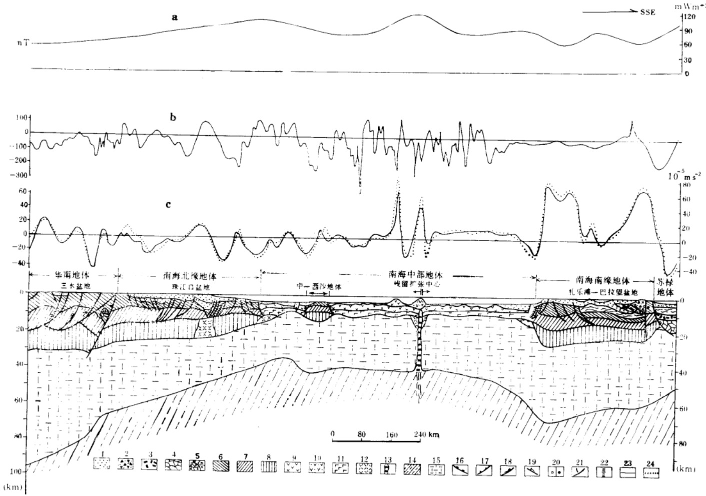


图8 广州-巴拉望岩石圈综合解释剖面

a. 热流趋势剖面；b. 磁异常(ΔT)剖面；c. 空间异常剖面

1. Q—E；2. 新生代混杂岩；3. 中新世混杂岩；4. 中生代混杂岩；5. 下古生界蛇绿岩碎块；6. 上地壳层；7. 中地壳层；8. 下地壳层；9. 大洋层2；10. 扩张期后喷发岩；11. 大洋层3；12. 异常地壳；13. 岩浆通道；14. 上地幔软流层圈；15. 上地幔岩石层圈；16. 新生代聚敛带；17. 古生代聚敛带；18. 中生代仰冲断层；19. 新生代仰冲断层；20. 走滑断层；21. 新生代张性断裂；22. 洋壳与陆壳分界线；23. 实测；24. 计算值

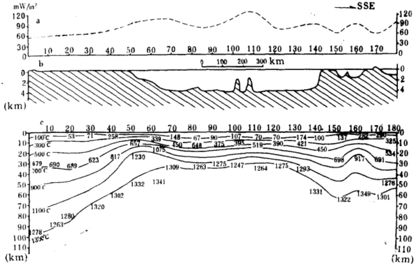


图 9 广州-巴拉望岩石圈温度分布剖面

a. 地热流剖面；b. 地形剖面；c. 岩石圈温度分布剖面

计 算 参 量

洋底平均温度：4°C；陆缘海底平均温度：13°C；陆地表面平均温度：20°C；

放射性元素生热率(μW/m³)：陆壳 1.85，洋壳 1.0

热导率 (W/(cm·K))

洋壳			陆壳		
	沉积层	0.85		沉积层	0.84
	层2层3	2.3		中—上地壳层	2.93
				下地壳层	2.3
地幔		3.3	地幔		3.3

东南亚的俯冲作用已波及本区的软流层。13—25 阶场集中反映巴拉望一带存在一组南强北弱的汇聚流。该处位于南海扩张导致古南海消亡后的边缘碰撞带，中、南巴拉望及沙巴滨外所覆盖的外来混杂楔还表明，沿带由南向北的后续仰冲作用十分强烈。26—30阶场远较前两者复杂，地幔流形式大致可分为四类：上升流（或发散流）、下降流（或汇聚流）、水平流和局部环流，各自反映不同区段岩石圈的应力状态。例如南海中部的发散流显然与热软流层大幅度上升密切相关；华南陆区出现下降流与该区近期构造活动弱和低热流背景一致；水平流与 13—25 阶场类似，但更突出由南向北的挤压应力场；局部环流出现在北缘滨海地带，该区近期频繁的浅层地震活动机制是否与此有关？

四、地体演化史讨论

根据 Howell 等（1983）对地体的定义，沿断面可划分六个地体：华南地体、南海北缘地体、南海中部地体、中-西沙地体、南海南缘地体和苏禄地体（图 11）。

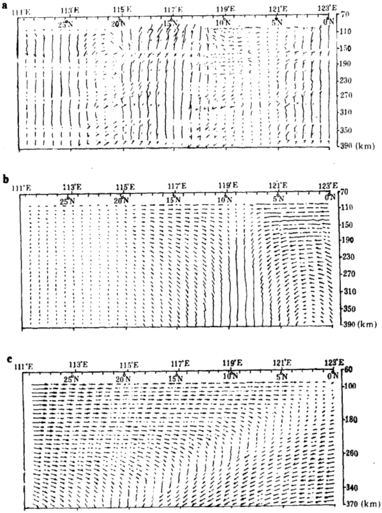


图10 广州-巴拉望据卫星重力异常计算的地幔流剖面

a. 26—30阶; b. 13—25阶; c. 2—12阶

(一) 华南地体 (SCT)

华南地体属华南板块的组成部分，本断面仅涉及其南部。区内出露大套显生宙地层，其累计厚度为9—13km，底界与ΔT经低通滤波后计算的磁性层顶部和综合解释的上地壳底界接近，推测其下可能还存在磁性较强的结晶岩系。下古生界（可能还有震旦系）为一套类复理石建造，大部分已不同程度地褶皱、变质，其间混合岩和混合花岗岩的同位素年龄值集中在距今400—500Ma，并为泥盆系不整合覆盖。鉴于这一不整合事件波及整个华南，故称之为"华南加里东运动"（地质部地质科学院，1965）。这一运动具南强北弱，且由南向北推进之势，粤东和闽南沿海一带近年来已陆续发现早古生代的含硅

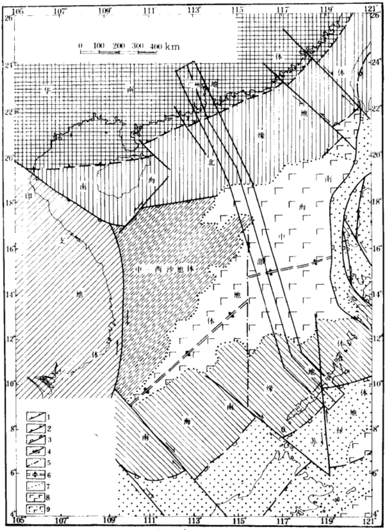


图 11 南海构造纲要图

1．古生代聚敛带；2．中生代聚敛带；3．新生代聚敛带；4．走滑断层；5．转换断层；6．残留扩张中心；7．陆壳-洋壳边界；8．新生代洋壳；9．中生代洋壳

质岩复理石建造、细碧岩建造和镁铁-超镁铁质岩体，说明加里东期华南地体南缘曾经历过古洋壳消亡及碰撞拼贴作用。其拼贴界线大致位于闽-粤滨海重、磁异常所反映的地壳破碎带。王鸿祯教授（1986）曾提出这是一条“地壳对接消减带”，其他一些著述中也见类似的认识，只是其拼贴时间和具体位置有所不同。后来强烈的印支运动和燕山运动叠加改造使这一拼贴带更加复杂化，自新生代中期以来，海陆间的差异升降活动、频繁的浅层地震活动以及大量的温泉集中分布等，充分显示其后期活动性。

（二）南海北缘地体（NSCST）

南海北缘地体包括南海北部陆缘及台湾和海南岛。海域钻井揭示前新生代基底由古生代一中生代的沉积岩、变质岩和钙碱质岩浆岩（其同位素年龄值集中在距今70—100 Ma）组成。该区地壳在一系列犁式断层的折离作用下已不同程度地拉伸变薄，并伴有地幔物质的普遍上蚀作用。海南岛显生宙地层发育较全。出露在该岛南端的中—上寒武统为含锰、磷质碳酸盐，所产三叶虫、金臂虫、腕足类和小壳动物化石组合不同于华南大陆，而与澳大利亚的 Queensland 盆地 Beetle Gneak 组所产化石组合极为相似，两者当时应处于同一大陆边缘，并为剩磁研究成果所证实[1]；上古生界发育巨厚的类复理石-复理石建造，属陆缘-深海沉积。台湾中央山脉出露的大南澳片岩原属一套陆缘-深海沉积，其间变质灰岩产二叠纪珊瑚化石表明，大南澳片岩应包括上古生界，而且其沉积环境与海南岛类似。可以认为华南地体和南海北缘地体于加里东期拼贴后，晚古生代的陆缘已向南推移到南海北缘地体。越来越多的资料表明，海南岛在印支期经历了强烈的阿尔卑斯型构造变动和广泛的混合—花岗岩化作用，当属边缘碰撞结果。

（三）中-西沙地体（ZST）

中-西沙地体包括中-西沙附近海域具陆壳或过渡壳性质区块。本断面所穿过的中沙北海岭属中沙海台的北延部分。反射地震资料揭示该海岭区发育新生界盖层，其 T_2 所反映的上超不整合面之下为一套平行结构层序，说明晚中新世之前该区仍属一开阔浅水平台(可能是中沙海台的一部分)，晚中新世以来的差异沉降活动才形成目前的海岭景观。海岭区地形受控于近东西向的张性断裂，有些断层一直延伸到海底，部分岭脊覆盖玄武岩。经拟合计算结果，海岭区的地壳厚度仅 13—16km。可能属残余陆壳。西沙群岛西永1井见上第三系覆盖在前寒武纪的混合花岗片麻岩之上、最早的同位素年龄值为距今627Ma（另据英国 BP 石油公司测定为距今 1 450Ma），可与越南中部昆嵩克拉通出露的变质基底对比，两者当属同一古陆块。其间存在一条南北向的具走滑性质的越东断裂带，据纳土纳一带的地球物理和钻井资料揭示，该断裂带出现的时间不早于始新世。西永 1井的资料难于和南海北缘地体对比，海南岛在印支期的构造活动特征可能标志着两者碰撞拼贴于印支期。现存的莺歌海—琼东南坳陷和西沙北断槽是在新生代应张背景下沿两者间的拼贴边缘重新拉开的结果。

（四）南海南缘地体（SSCST）

南海南缘地体包括南沙海域、巴拉望岛、卡拉棉群岛、民都洛岛西南部和帕乃岛西北部的具陆壳基底区块。礼乐滩—巴拉望西北海域拖网岩样的研究成果[2]表明，新生界

1）据许靖华，1989，华南的大地构造—— 认识西太平洋地质的关键。

2）Kudrass, H.R.(朱佛宏译)，1987，从南海礼乐滩海区和苏禄海挖掘到的中生代和新生代岩石及其对板块构造复原的意义，海洋地质译文集，第9集。

不整合覆盖在中生代的沉积-变质岩之上；西北巴拉望的钻井和露头区见含蜓科化石的二叠系（其层位相当于民都洛的变质杂岩）（Taylor,1980）之上覆盖含牙形石和放射虫的中三叠世深海沉积。该区平静的磁异常背景类似于中—西沙海域，经分离处理和磁源体埋深计算，其中、上地壳层无磁性或具弱磁性；中源磁性体的最小埋深与下地壳层顶界接近。种种迹象暗示，南海南缘地体的基底性质不同于华南地体和南海北缘地体，而与中-西沙地体相似，可进而推测南海南缘地体与中-西沙地体以及印支地体(ICT）原属同一陆块，并于印支期与华南地体-南海北缘地体联合陆块拼贴，各地体间目前的离散状态是新生代以来地质演化的结果。

（五）南海中部地体（CSCST）

南海中部地体包括整个南海中央海盆区，具一般洋壳的三层结构（沉积层、大洋层2和层3），其层2稍厚，层3（3km左右）较一般大洋（5km左右）薄得多，可能与其形成时代较晚有关。该区出现正均衡异常表明，壳-幔间均衡调整作用尚未完成，暗示随着时间的推移，层3将增厚到正常厚度。本断面穿过的海盆东部具双层磁性结构，将浅源磁异常与典型的海底扩张模型（Le Brecque *et al.*，1977）拟合对比，进一步证明扩张期为中晚渐新世—中新世早期，其初始裂谷当位于西沙北断槽的东延线上。如前所述，莺歌海-琼东南拗陷和西沙北断槽是一条在印支期拼贴带基础上演化而成的巨型裂陷带，这显然是南海发生南北向扩张的主要诱导因素。西南次海盆的方向、地形地貌和重、磁异常特征均不同于东部海盆区，初步计算其扩张时代为白垩纪末—第三纪初期（距今62—73Ma），表明其裂开时期与中国东部常见的断陷盆地开始发育的时期相一致。

（六）苏禄地体（SLT）

苏禄地体属西北加里曼丹-苏禄-吕宋增生系的一部分。这是中、新生代蛇绿岩套及钙碱质火山弧广泛发育区，具高值重、磁异常背景。该增生系开始发育的时期由西向东变新，两侧受多期俯冲带挟持，地壳层大部分属大洋板块对冲作用的产物。古地磁资料（Sasajima,1978）表明，随着大洋板块运动方向和其他边界条件的改变，增生系的不同区段已发生不同程度的逆时针旋转。南海南缘地体与苏禄地体之间的碰撞关系和时间已先后为Hamilton（1977，1979）、Ludwig（1979）、Taylor和Hayes（1980,1983）、Holloway（1982）等论及。后来的反射地震资料（Hinz *et al.*，1985)表明，中、南巴拉望一带上覆的混杂增生楔属SLT在中中新世晚期沿碰撞带由南向北仰冲推覆产物。

综上所述，上述各地体间的演化史以及与区域大地构造的演化关系归纳如下：

华南地体与南海北缘地体拼贴于早古生代晚期（图12A），华南加里东运动实质上反映两地体间的古洋壳消减和边缘碰撞过程。古生代末—三叠纪中晚期是南大陆解体和北大陆拼贴增生的重要时期，南海西北围区已鉴别出两条此期的缝合带（图12B）：一条是滇-缅-秦-马地体（DBTMT）与印支地体之间的澜沧江-难府缝合带；另一条是金沙江-藤条河缝合带。两者于云南下关附近汇合后往西延入青藏高原。前述南海北缘地体与中-西沙地体之间的印支拼贴带势必为金沙江-藤条河缝合带的南延部分。印支运动使整个东南

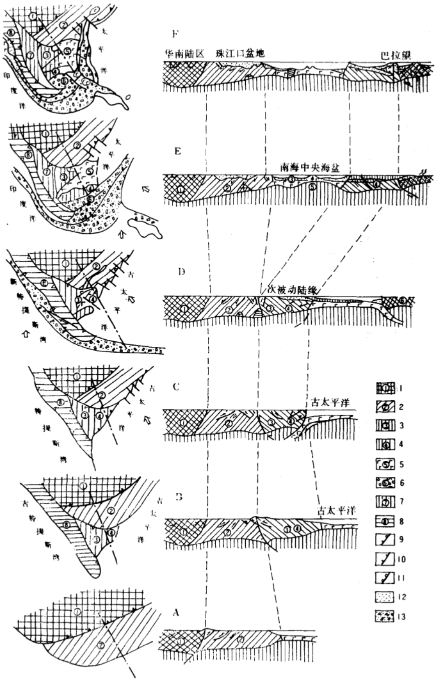


图12　南海及其围区地体关系演化史示意图

A．早古生代晚期；B．晚三叠世；C．晚侏罗世—早白垩世；D．白垩纪末—第三纪早期；E．中新世早期；F．上新世末—更新世初期

1．华南地体；2．南海北缘地体；3．中-西沙地体；4．南海南缘地体；5．南海中部地体；6．苏禄地体；7．印支地体；8．滇、缅、泰、马地体；9．古生代俯冲带；10．中生代俯冲带；11．新生代俯冲带；12．新生代碎屑沉积；13．混杂岩系

亚拼合成一向南凸入于古太平洋和特提斯洋之间的联合半岛。中侏罗世中期以后，该联合半岛的两侧又经历了大洋板块对冲作用（图 12C），中国东部的燕山运动即反映其东侧古太平洋的俯冲作用。这一对冲机制越过半岛南端之后势必在大洋板块之间进行，沙捞越-苏禄-吕宋增生系随之出现。到燕山晚期，半岛两侧的俯冲活动出现西强东弱之势，其尾随的增生系也随着塔斯曼海的扩张（约距今 70Ma）和澳大利亚的逼近而发生逆时针旋转（图 12D）。始新世发生印-亚碰撞，中南半岛被向南挤出，并拌有 20°—25° 的顺时针旋转（Retzer，1982）使南海区域处于应张状态，原呈近东西向展布的印支期拼贴带转化为裂陷带，其东段进而演化为海底扩张（图 12E）。上新世末一更新世初期，逆时针旋转的吕宋弧与南海北缘地体东侧发生陆-弧碰撞（Bowin *et al.*，1978）形成台湾岛，至此南海才与太平洋完全分开，最终形成南海近期的边缘海景观（图 12F）。

综前所述我们可以知道：

南海的新生界沉积盖层总体上以陆缘区厚、海盆区薄为特征。新生代时期的三次区域性不整合事件：第一次反映区域性的裂陷活动，相当于“裂开”不整合；第二次反映南海扩张前的区域性抬升和夷平作用，相当于“分裂”不整合；第三次与强烈的区域性差异沉降、热事件干扰和玄武岩喷发活动密切相关，反映南海在中中新世后期又经历了一次拉张活动。

重、磁异常的分区特征暗示沿断面岩石圈构造的宏观三分性，综合解释结果进一步揭示岩石圈具复杂的纵向分层和横向分块结构。莫霍不连续面和岩石圈底界深度变化趋势与二维温度分布剖面一致，表明热软流层在南海已不同程度上升，以中央海盆区上升幅度最大。不同阶场的地幔流状态对分析不同深度的地球动力学特征提供了定性判据：低阶场可视为太平洋板块对东南亚的俯冲机制已波及到本区的软流层；高阶场则反映岩石圈不同区段的地球动力学特征。

本断面穿越六个地体。华南地体与南海北缘地体拼贴于加里东期；中-西沙地体、南海南缘地体和印支地体原属同一陆块，与南海北缘地体拼贴于印支期，并属于北大陆的复杂拼贴增生系的一部分；印支期后整个东南亚已拼贴为一联合半岛，其两侧在中生代中晚期经历了大洋板块的对冲作用，其南端尾随的增生系属这一对冲机制在大洋板块间进行的结果；印-亚碰撞使中南半岛向南挤出，使区内印支期的拼贴带转化为巨型裂陷带，并进而诱导南海扩张。

长江口-琉球海沟地学断面

长江口-琉球海沟地学断面属于中国地学断面协调委员会制定的中国地学断面计划（共11条）的一个组成部分。它西起中国大陆沿海长江口（32°4.92′N，123°45.3′E），东迄琉球海沟以东的菲律宾海（28°42′N，132°14′E），全长约900km（图1）。

断面位于中国大陆边缘，地处欧亚与太平洋两大板块交接部位。长期来由于欧亚板块、印度板块和菲律宾海板块间的相互作用，使其以宏伟的地貌景观、独特的地质构造和丰富的油气资源为世人所注目，构造位置极为重要。通过对断面所在位置地壳结构的研究，将会深化人们对具沟弧槽特色的西太平洋大陆边缘发生发展、形成机理、基底对盖层的影响以及深部地壳构造对浅部沉积盆地和其中矿产资源赋存的控制作用等方面的认识。断面是在前人研究成果的基础上通过进一步计算、拟合及综合解释而完成的。

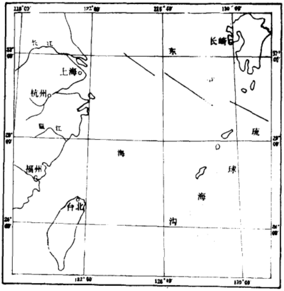


图1 长江口-琉球海沟地学断面位置图

一、地球物理场特征及重磁资料的计算和拟合

一、地球物理场特征

1. 东海异常区

东海反射地震的时间剖面反映了新生代沉积层的展布特征。根据反射波组的特征，可以划分出T_1^1，T_2^0，T_3^0，T_4^0，T_6^0五个反射界面，将它们与钻井中的岩性、古生物对比，证实这五个界面相当于区域构造运动的五个不整合面，分别代表上新世末的冲绳海槽运动(图2)、中新世末的龙井运动（图3）、始新世末的玉泉运动（图4）、古新世末的瓯江运动（图5）和中生代末的基隆运动（图6），从而能建立东海的新生代地层层序。不同地段地震波组发育特征不同，反映不同的沉积、构造特征。

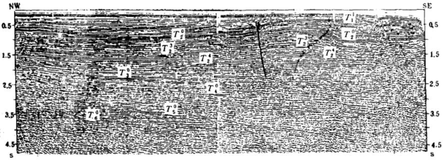


图 2　地震T_1^1反射界面（冲绳海槽运动）

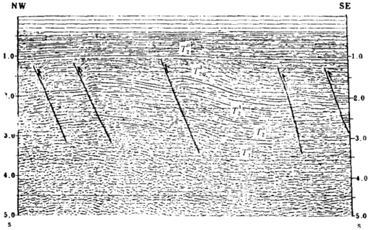


图 3　地震 T_2^0 反射界面（龙井运动）

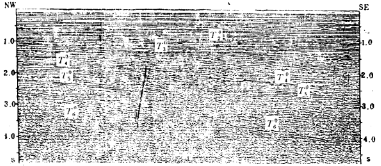


图 4　地震 T_3^0 反射界面（玉泉运动）

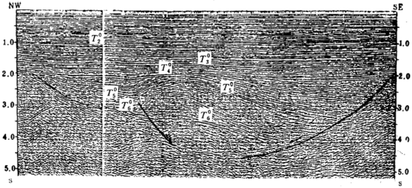


图5 地震 T_4^0 反射界面（瓯江运动）

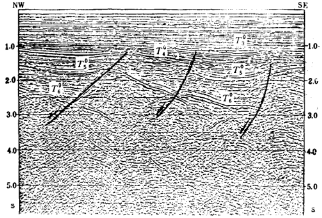


图6 地震 T_6^0 反射界面（基隆运动）

东海地球物理场的区域特征，呈现了“东西分带、南北分块”的构造格局，与大地构造密切相关。自西向东可分五个异常区（图7和第118页图1）。

东海陆架西缘异常区　中国大陆近岸海域，重力局部异常发育，异常规模小，重力高一般为20—30mGal，重力低一般为0—10mGal，走向复杂，而以北东东—东西向为主（图7）。磁场为剧烈变化异常区，总体走向为北东—北北东向，但沿走向无法追索局部异常。南部大致沿50m水深线处有一条高磁、高重力异常带，上延20km后此带仍存在，这些异常可能反映为沿大断裂带侵入的中基性岩体。地震资料揭示的地层厚度不大，仅2km左右。主要为第四系、上新统、中中新统和超覆在基底之上的始新统，而缺失上中新统、下中新统和渐新统，局部箕状小凹中沉积古新统，且具有明显的削蚀现象。

东海陆架异常区　重磁场均比较平缓。重力场一般呈现为由10mGal等值线圈闭的宽缓重力低，有一些局部重力高，其峰值为10—20mGal，布格异常（Δg_B）与空间异常（Δg_F）基本吻合。该区磁场在北部是负背景（-50nT）上呈半环状展布的宽缓椭圆形正异常（100—200nT）；而南部则为负背景（-50nT）上成片状分布的正异常。地震资料揭示的新生代地层厚度最大，达15km左右。该处存在 T_2^0，T_3^0，T_5^0 三个大的不整

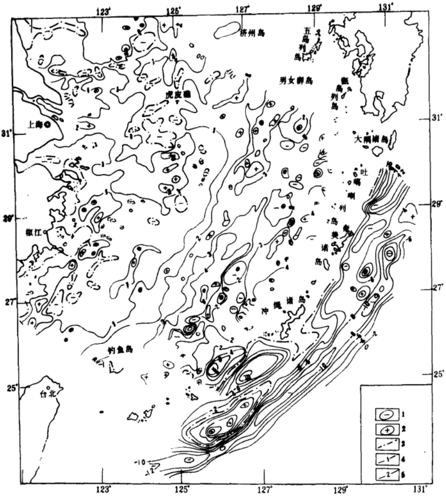


图7　东海空间重力异常平面图

1．最力低；2．重力高；3．零等值线；4．等值线（单位10mGal，等值线间隔20mGal）；5．辅助等值线(单位10mGal)

合面，反映新生代陆架盆地经历了古新世—始新世的断陷，渐新世—中新世的拗陷和上新世—第四纪的区域沉降阶段，相应地发育了充填型、超覆型和披盖型三套沉积组合(图8)。

东海陆坡异常带　　东海中部陆坡处有一条鲜明的高重力，变化的正磁异常带，上延20km 后异常仍十分明显。在北纬 27°以北，异常带走向为北北东向；以南转为北东—北东东向。北部变化磁异常峰值可达 400—700 nT左右；而南部磁异常变得十分宽缓，峰值在100—200nT 左右。重力局部异常北部为40mGal（Δg_B）和 35mGal（Δg_F），两侧对称，南部为 80mGal(Δg_B)和 60mGal(Δg_F)，西缓东陡。对比后发现有些局部重力高与磁异常吻合，主要位于异常带东侧，推测是中基性岩体引起；另一些磁异常与重力低相吻

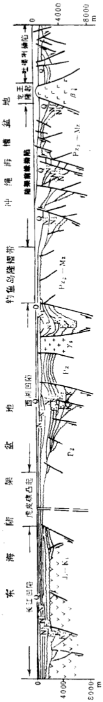


图 8　东海新生代地质构造剖面

合，可能是花岗岩体引起，主要分布在异常带西侧。磁性体顶板埋深自北向南逐渐加深，由小于1km 增大到3—4km。地震资料揭示的新生代沉积厚度不大，约1km左右，只发育第四系和上新统，为一个基底隆起。

冲绳海槽异常区　重力场的一个明显特点是Δg_B与Δg_F曲线迅速分离，Δg_B表现为上升的梯级带，由陆坡区的40mGal上升到80mGal，南部海槽中心可达120mGal；而Δg_F为20—30mGal的平缓场（图9）。一些Δg_B与Δg_F互相对应的重力高，为基性喷出岩的反映。Δg_B的上升，反映了莫霍面的抬升，而从Δg_F看，该地区地壳已基本趋于均衡。该区磁场平缓，一般在－50—50nT之间，有一些为100—150nT 的宽缓正异常。地震资料揭示此处为东海另一个大型新生代沉积盆地，地震T_1^1和T_2^0反射界面确定的两次构造运动，反映盆地经历了中—上新世的断陷和更新世的拗陷，发育了充填型和超覆型两套沉积组合，沉积厚度达2—10km（图8）。

琉球岛架异常区　该区重力场Δg_B与Δg_F又趋于一致，场值为80mGal左右。岛架东侧Δg_B为30mGal而Δg_F达－100mGal左右，反映了此处地壳迄今尚处于不均衡状态。磁场十分平缓，在－50—50nT左右。岛架西侧有一条近南北向的线性磁异常带，与火山内弧相对应。地震资料反映的新生代沉积很薄，有的岛屿已出露水面。

2. 琉球海沟及西菲律宾海异常区

由海沟向洋区，Δg_B与Δg_F曲线迅速呈“V”形分开，Δg_B由海沟陆侧的10—15mGal迅速上升到洋区的300—360mGal左右，Δg_F由陆侧的－100—－120mGal向洋侧迅速上升到洋区的0mGal平缓场。东部洋侧Δg_F有局部重力高（80mGal），可能反映了海沟洋侧的外缘隆起。磁场特征是－50—100nT的宽缓异常。

（二）重磁资料的计算与拟合

本区缺乏地壳测深资料，为了了解地壳的结构和构造，根据重磁资料计算了深部界面。并结合其它已知资料，建立初步的地质-地球物理模型，在计算机

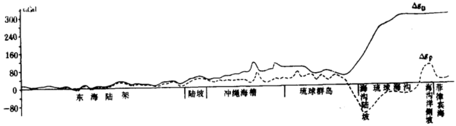


图-9　长江口—琉球海沟重力布格异常(Δg_B)空间异常(Δg_F)曲线

上，考虑地质上的可能性和物性参数的合理性，反复修改模型，使计算曲线与重磁实测曲线拟合。

1. 居里面、莫霍面的求取

根据磁力资料，用频率矩谱法、平均径向谱法求取了居里面深度。用重力资料，根据邻区已知测深点建立的Δg-H经验公式（陆壳部分：$H=31.02-0.1227\overline{\Delta g}$；洋壳部分：$H=14.57+\frac{175-\overline{\Delta g}}{25}$。式中$\overline{\Delta g}$为半径120km范围内的$\Delta g_B$平均值）计算了莫霍面深度。经与邻区HQ-13测线对比，居里面与地壳中部的高导低速层对应；莫霍面深度与壳幔界面也很吻合。因此，在进行东海地壳结构宏观研究时，我们将居里面与莫霍面分别作为中、下地壳界面及壳幔分界面。

2. 重磁曲线的拟合

用人机联作选择法进行综合解释，根据曲线拟合情况，对地质模型进行修改。拟合的关键是初始地质模型和物性参数选择的合理性。拟合中，有地震资料控制的新生代地层界面、居里面（下地壳顶面）和莫霍面（壳幔分界面）均作为已知界面，而主要修改新生代以下的地层界线。根据目前所掌握的海上和陆上的物性资料，拟合中划分了9个密度层，分别为：水层（$1.03g/cm^3$）、Q-N_2（$2.10g/cm^3$）、N_1-E_3（$2.30g/cm^3$）、E_2-E_1（$2.40g/cm^3$）中生代地层（$2.50g/cm^3$）、古生代地层（$2.67g/cm^3$）、变质岩系（$2.80g/cm^3$）、下地壳（$2.90g/cm^3$）、上地幔（$3.30g/cm^3$）。而岩石磁性参数作如下选择：花岗岩及其它中酸性岩体为$5.0—8.0\times10^{-4}$CGSM，中性-中基性岩体和中生代火山岩、深部变质岩，混合岩为$1.0—1.2\times10^{-3}$CGSM，玄武岩及其它基性岩为2.0×10^{-3}CGSM。经过拟合，确立了9个密度层的分布范围和磁性层分解的特征以及局部异常体分布规律，将此类推断的地球物理模型转化为地质模型，构制了构造剖面，为研究东海地壳结构构造和地质历史演化提供了依据（图10）。

二、东海地壳结构构造

（一）东海地壳结构

东海西部为陆壳结构，东部属洋壳结构。

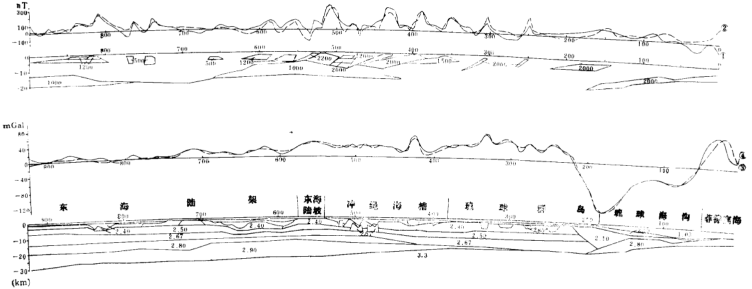


图 10 长江口—琉球海沟地球物理解释剖面

①ΔT 实测曲线；②ΔT 理论曲线；③Δg_F 实测曲线；④Δg_F 理论曲线

西部陆壳结构　分为三层，即上、中、下地壳。

(1) 上地壳：除中新生代沉积层外，还有密度值为2.67g/cm³、速度值为5.8—6.0km/s的古生界浅变质岩系，花岗岩和少量中基性岩体。其厚度在12—15km之间，化学成分主要为酸性岩。

(2) 中地壳：由岩浆岩和变质岩组成（包括酸性岩、片麻岩和辉长岩），化学成分以中性岩为主，其密度值为2.80g/cm³，速度值为6.4km/s。厚度为7km，向东变薄。

(3) 下地壳：其密度值为2.90g/cm，速度值为7.4km/s。岩性以麻粒岩为主，属基性岩类，厚度一般为10km，向东减薄。

东部洋壳结构　结构简单。除4—5km水层以外，还可分出密度值为2.10g/cm³的大洋沉积层和密度值为2.80g/cm³的玄武质岩层，与一般洋壳结构相同。

（二）东海地壳构造

从现代板块构造的三种相对运动（发散、会聚、剪切）所形成的三种边界（扩张脊、俯冲带、转换断层）看，东海及其邻区分属两大板块，即欧亚板块和菲律宾海板块，它们之间以琉球海沟俯冲带为界。欧亚板块按李春昱教授关于厘定“地体”的三条原则（即经过位移而增生的；与周围岩石组成或毗邻地体为断层接触；在增生之前已完成其地质特征）又可划分出四个地体和三个结合带（图11）。

1. 欧亚板块

位于琉球海沟西侧的广大海域，具有陆壳性质。它又以东海陆坡为界，西部属地壳厚度略有减薄的中国大陆向东延伸部分，莫霍面深度在30km左右。尽管新生代以来欧亚板块向东蠕散，地壳厚度有所减薄，但仍在28—29km之间，地壳纵向分层多而明显。下地壳顶面（居里面）自西向东由20km抬高到15km，中地壳向东厚度由7km减薄到2km。东部属地壳厚度明显减薄的大陆边缘地区，莫霍面深度上升到20km左右。下地壳与中地壳厚度明显减薄，趋向尖灭。基底主要由中生界和上古生界组成。它是由于受洋壳俯冲影响而形成的具西太平洋大陆边缘特色的沟弧槽盆体系。欧亚板块在本断面上又可分为四个地体和三条结合带。

东海陆架西缘地体　位于断面最西侧，向西可延伸到浙闽沿海地区，是华南块体的一部分。广泛发育以上侏罗统为主的中酸性火山岩系，厚度变化大，为沿构造带发生的中心或裂隙式喷溢，其下的古生界浅变质岩系也比较发育，但其上的新生代沉积不厚。

该地体与东海陆架地体之间以滨海结合带相隔。此带为一重磁异常带，磁测曲线拟合中发现除了上部磁性层（磁化率达1.2×10^{-3}CGSM）外，中地壳层磁化率也可达1.0×10^{-3}CGSM，故推测此山区为一结合带，沿结合带有中基性岩浆侵入和火山喷发。由于两个地体的对接，基底地层局部熔融或深熔混合作用形成的花岗岩侵入体能保留较强的磁性，从而形成局部异常地壳。此带上还发育有受断裂控制的古新世凹陷，堆积了陆相碎屑沉积。

东海陆架地体　介于滨海结合带与东海陆坡结合带之间。推测它是由冈瓦纳大陆解体的碎块，在晚侏罗世—早白垩世时拼贴到欧亚大陆的边缘。下地壳明显向东抬升，

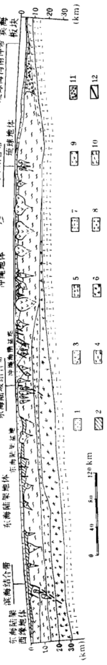


图11　长江口—琉球海沟综合解释剖面

1. 上第三系及第四系；2. 上白垩统及下第三系；3. 上侏罗统火山岩；4. 上地壳层(古生界及中生界)；5. 中地壳层；6. 下地壳层；7. 上地幔岩石圈；8. 中酸性侵入岩；9. 中基性侵入岩；10. 洋壳；11. 混杂堆积；12. 断裂构造带

中地壳减薄，莫霍面深度在 26—28km 之间 。西部基底磁性层不发育，仅在局部地区有中酸性岩体侵入，在古生界基底之上发育一套主要为新生界，包括部分中生界的盆地沉积（即东海陆架盆地），沉积厚度最大可达 15km 左右，这是第三纪以来欧亚大陆边缘缓慢向东蠕散，使地壳拉张减薄的结果，也是东海寻找油气的主要远景区。

东海陆坡结合带在重磁场上显示为一高磁性与高密度带。白垩纪晚期，冲绳地体从南部拼贴到欧亚大陆边缘，中酸性和中基性岩浆沿结合带贯入，同时由于下部地壳重熔而形成的花岗岩体磁性加强。这在重磁曲线的拟合中均得到了证实。与区域资料对比，发现这条结合带往北可与日本的中央构造线，向南可与台湾的寿丰断裂相连，是中生代末期发育于大陆东部边缘，纵贯南北的玉里-三波川结合带的组成部分。

冲绳地体　　是白垩世末南方大陆碎块漂移而拼贴到北方大陆的一个地体。中新世晚期以来，由于菲律宾海板块沿琉球海沟向西俯冲，而在此处产生弧后扩张，形成弧后盆地。在中、古生界基底之上发育了 10km 厚的晚第三纪中晚期和第四纪沉积。由于冲绳海槽张开，地壳减薄，中下地壳接近尖灭，莫霍面深度为 20km 左右，海水深度加大，增至 1 000—2 000m，最深可达 2 719m。与此同时伴随有大范围的中酸性与中基性火山岩浆活动。拖网捞获的浮岩，主要分布在 26°N 以北地区，且集中在海槽东侧，呈北东—南西向带状断续分布，即所谓的火山内弧；26°N 以南地区则仅在局部地区发现。根据浮岩的化学成分以及在柱状样中三次出现浮岩，可以认为上新世—全新世至少有三次火山喷发活动。三次浮岩的组合为拉斑玄武质浮岩-流纹英安质浮岩-流纹质浮岩，这些火山岩是俯冲所导致的岩浆效应。此处热流值变化幅度大，在 20—80mW/m² 之间，冲绳海槽中南部最高可达 200mW/m² 以上。热流趋势走向明显，呈北东向。高热流

值的出现可能是由于上地幔上涌导致部分岩浆熔融与分异，并伴随火山活动和地热的发散。

从区域资料对比看，该地体东侧还应有一条琉球结合带，它是晚白垩世—早第三纪时琉球（四万十）地体与冲绳地体拼贴的一条结合带。由于后期构造运动的强烈改造，已使其面目全非，不易辨认。但从磁场特征可以看出，这里确有强磁性岩体侵入和强磁性变质基底存在。

琉球地体　它是晚白垩世—早第三纪拼贴到冲绳地体东侧的一个地体。中新世晚期由于冲绳海槽的扩张，使它从大陆边缘中分裂形成向东南突出的岛弧带。这里地壳厚度较冲绳海槽略有加大，莫霍面深度最大可达 24km。上古生界浅变质基底之上为中生界及新生界。火山岩浆活动在岛弧西侧强烈，形成火山内弧，向东锐减，在岛弧东半部基本消失。

琉球海沟俯冲带是欧亚板块与菲律宾海板块之间的一条会聚边界。在地形上为一海沟，水深达 5 500m 以上，向东、西两侧逐渐变浅，为 5 000—4 000m。此处均衡异常正负伴生，变化在 - 80 至 100mGal 之间，异常形态狭长，两侧水平梯度大，说明此处地壳极不均衡，海沟地区出现质量亏损，而岛弧地区为质量盈余。海沟的热流值普遍偏低，一般小于 $60mW/m^2$。海沟及岛弧地区地震活动频度高，强度大，从东向西震源深度逐渐加大(第 191页图3)。震源分布剖面说明菲律宾海板块以 55° 左右的倾角向琉球群岛和东海之下俯冲，其水平距离达 150km，俯冲深度为 230km。空间重力异常为低值 - 50mGal，但在海沟东侧还见有局部重力高，可能与俯冲引起的外缘隆起有关。在海沟处还发育了密度值为 $2.10g/cm^3$ 的混杂堆积，可能为俯冲过程中形成的楔状构造加积体。种种迹象表明菲律宾海板块与欧亚板块之间至今仍在会聚，会聚的速率可能在 4—8cm/a 左右。

2．菲律宾海板块

位于地壳断面的最东端，琉球海沟东侧。具典型的洋壳性质，有大洋地壳三层结构。上层是密度值为 $2.10g/cm^3$ 的现代沉积，厚 200m，相当于大洋层 1；下层密度值为 $2.80g/cm^3$，厚 2—4km，相当于大洋层 2，为玄武质岩层，经深海钻探（DSDP）多口钻井证实，由始新世的大洋玄武岩组成；其下为密度值为 $3.3g/cm^3$ 的上地幔，地壳深度为 6—8km。此处几个声呐浮标资料所得的层 1、层 2 和上地幔速度依次为 2.2—2.8km/s、6.6—6.7km/s、8.1km/s。从密度和速度资料看，均与一般大洋的近接。

三、地质演化史

在泛大陆解体之际，古中国大陆位于泛太平“洋”与特提斯“湾”的连结部位（朱夏等，1982）。东海即位于中国大陆东部濒临太平“洋”的部位。

越来越多的资料表明：自古生代末以来，冈瓦纳大陆不断的解体、离散，产生了一些新的小陆块，漂浮在古太平“洋”和特提斯“湾”上。太平洋板块在 185Ma 前从库拉、法拉隆和菲尼克斯板块间的扩张脊三联点中心开始发育（Hilde *et al.*，1977），使特提斯-库拉板块向北漂移，朝欧亚板块南缘俯冲，其上的冈瓦纳大陆裂离的碎块与欧亚板块碰撞，拼贴在其边缘，使大陆增生。在俯冲中由于受到早已存在的南北向转换断层

的影响，不同段落之间的运动速度和拼贴时间与方式也各不相同，这构成了欧亚大陆东部地质历史演化的基本格调。

近年来，在东海西南侧的海南岛地区，许多专家对古生物资料研究后，发现崖县在寒武纪早期与澳大利亚的乔治那盆地位于同一大陆边缘，而古地磁资料测得的古纬度为4.6°—6.7°S[1)]．海南岛西部地区石炭—二叠纪的生物化石与特提斯动物区相似，或具有过渡型与混合型特征，其砾岩层具有冰积相沉积特征，古地磁测定其古纬度也为4.9°S。因此认为海南岛在二叠纪以前是冈瓦纳大陆的一部分。它向欧亚大陆俯冲的时间，存在许多看法，但多数人认为是晚印支到早燕山期。

位于东海东北部的西南日本，是各个陆块在不同时代拼合在一起的复合体。日本学者根据古地磁资料，提出了理想的拼合模式。飞弹带船津花岗岩古纬度为31.1°N，美浓带二叠纪—侏罗纪硅质页岩为 25.1°S—10.9°N 间，丹波带二叠系为 19°S—19°N，黑濑川志留纪凝灰岩层、熔结凝灰岩和灰岩层的古纬度分别为 10°N，15°N，5°N。很明显可以看出这些陆块来自南部，位于赤道附近及赤道以南的冈瓦纳大陆。飞驒带在三叠纪末大致到达现在的纬度；丹波、美浓、前领家及黑濑川陆块自晚侏罗世至早白垩世依次发生加积乃至碰撞拼贴到现在位置。在拼合过程中依次发生了高压低温的三郡变质带、低压高温的飞驒变质带和三波川高压低温、领家低压高温等双变质带。

位于上述两区中间的东海，同样也能寻找出一系列结合带。虽然由于南北向转换断层的存在以及板块运动方向的改变，使结合方式及对接时间变得异常复杂，但大致还能与北东、南西两端相应的结合带连成一体。

中国闽东南沿海有一条著名的动力变质带。周祖翼[2)]认为在此带东侧台湾海峡西部50m 水深线处有一条板块缝合带。早白垩世时俯冲，使本区出现以莆田长基超基性岩体为代表的基性-超基性岩带，它构造侵位于晚侏罗世火山岩围岩中。另外，在东山-福鼎构造带上出现一条A型花岗岩带，此带被认为是俯冲最后发生的引张环境下的产物，大量同位素年龄资料显示，在 95—120Ma 区间出现一个频率峰值。可能的低温高压带和前陆褶皱带由于后期新生代沉积覆盖而被掩没。此带向东北延伸与东海海区的滨海结合带相接。后者显示为高磁异常和高重力异常带，推测是中基性侵入岩体的反映，沿此带还见有年龄为 168Ma 的变质岩。所以东海陆架地体可能与海南岛和西南日本一些陆块一样，来自冈瓦纳大陆，白垩世早期，随着库拉板块的消亡，向东海陆架西缘地体靠拢，先为走向滑移对接，然后向西俯冲，使两地体最后拼合（图 12)。

向东的第二条结合带起自台湾中央山脉东麓的寿丰断层，向北即为东海陆坡结合带，再向北可能与日本的中央构造线相连。寿丰断层西侧出露始新统到中新统的板岩-石英岩盖层，其基底片岩中常常含大理岩和混合岩；而其东麓，为包含蛇绿岩等外来岩块的另一个基底岩群所取代，两者构成所谓“玉里-太鲁阁双变质带”，毕庆昌生先认为它是中生代板块的界线。而东海陆坡出现的高磁性和高密度异常带位于其延伸线上，推测是中基性侵入岩的反映，由于地体的对接，岩浆活动强烈。此结合带俯冲时间在台湾寿丰断层一带大约为晚白垩世（87Ma），而西南日本的中央构造线一带为晚侏罗世—早白垩

1）虞子治，1988，海南地体构造及其冈瓦纳大陆来源的证据。

2）周祖翼，1988，福建晚古生代—中生代大陆边缘构造演化。

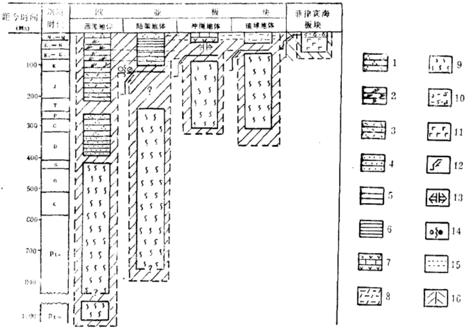


图 12　地体流动图

1．陆架碎屑组合；2．板内盆地河湖沉积组合；3．大陆边缘火山一含煤盆地组合；4．陆坡深水碎屑组合；5．板内河湖盆地碎屑含煤组合；6．陆架滨岸含煤组合；7．弧后盆地沉积组合；8．岛弧沉积组合；9．变质基底；10．大洋盆地沉积组合；11．洋壳；12．俯冲带（斜坡部分表示俯冲时间）；13．海底扩张；14．左旋走滑断层；15．新生代主要构造运动；16．不同板块范围

世，东海陆坡结合带推测在早晚白垩世之间。

西南日本外带四万十杂岩体在晚白垩世一早第三纪加积于西南日本，此带向南延伸到北中琉球的琉球结合带及琉球地体，由于后期菲律宾海板块俯冲，岛弧、海沟带的叠加，使其难以辨认。

东海灵峰一井所见的片麻岩，同位素年龄值为 1 680Ma，它原位于冈瓦纳大陆，以后经分裂，随板块运动漂移而来。从上所述，古生代时东海陆架、冲绳、琉球等地体可能都位于冈瓦纳大陆的北部边缘，接受了一套海相复理石沉积。中生代时，冈瓦纳大陆解体，一些碎块随着太平洋板块向北北西向移动，库拉板块消亡，不断向欧亚大陆东部边缘拼贴。在对接过程中必定会对欧亚大陆东部施加北西西一南东东的压应力，形成一系列盖层褶皱系列、推覆构造、逆掩断层、基底拆离以及花岗岩的侵入和火山岩喷发。这是中国大陆东部的基本构造格架，也为东海陆架盆地的发生奠定了基础。

晚白垩世至早第三纪，印度板块向北漂移，与欧亚板块碰撞，给欧亚大陆一个由南向北的挤压力。这一应力通过早已存在的东西或北西西向断裂，使欧亚大陆东部边缘向太平洋方向蠕散，早期的北西西一南东东向压应力转变为同方向的张应力。在原始基底凸凹处出现一系列北北东向张性断裂，在其凹部充填堆积巨厚的沉积物，形成箕状凹陷，

显示了东海陆架盆地起始及早期发育的断陷阶段。

始新世末，太平洋板块运动方向由北北西转为北西西，开始出现菲律宾海和菲律宾海板块。由于太平洋板块转向并与欧亚大陆对峙，迫使大陆边缘向东蠕散终止。来自东部的挤压力使东海陆架盆地的地层褶皱、抬升、削蚀、夷平，改变了原来凸凹相间的构造格局，代之出现一个自浙闽沿海向东的、十分宽广的不对称拗陷。构造线为北北东向，陆架盆地由断陷转入拗陷发育阶段。

中新世中晚期，菲律宾海板块沿琉球海沟俯冲带俯冲，使原属欧亚大陆的冲绳、琉球地体被拉开，形成冲绳海槽、琉球岛弧和琉球海沟。拉张首先从海槽的中北部开始，产生一系列张性断裂和箕状凹陷，冲绳海槽盆地开始形成，也处于早期的断陷阶段。由于冲绳海槽的扩张，使陆架盆地东侧受到挤压，形成一系列储集油气有利的局部构造和逆断层。龙井运动后，陆架盆地结束了拗陷发育阶段，进入区域沉降，东海陆架盆地剧烈构造运动基本结束。冲绳海槽扩张从北向南发展，随着菲律宾海板块不断向西俯冲，南部至今仍在扩张之中。

由此可知，形成东海地区的基底除陆架西缘地体外是冈瓦纳古陆分离出来的古生界或更古老的元古宙块体，随着库拉板块消亡，在中生代时，它不断拼贴到欧亚大陆东部边缘，形成东海陆架、冲绳、琉球三个地体；新生代早期由于印度板块的碰撞，使大陆边缘向东蠕散，东海陆架地体上形成了东海陆架盆地；之后，由于太平洋板块运动方向转变和北西西向俯冲，形成西太平洋新的沟弧体系和弧后强烈的沉降与扩张。

东海陆架盆地新生代地层层序及其沉积特征

东海陆架盆地发育有巨厚的新生代地层。由于受新生代地质构造的控制，陆架盆地自古新世至第四纪经历了海—陆—海三个主要发展时期，新生代地层具有“南北”和“东西”的沉积差异；地层的层序（表1）及其沉积特征，在不同构造单元也存在明显差异（第126页图1）。现分述如下：

一、瓯江凹陷下第三系及其沉积特征

瓯江凹陷下第三系古新统、始新统以海相沉积为主，剥蚀和缺失了上始新统、渐新统、中、下中新统。上中新统柳浪组近水平地覆盖在中始新统之上。古新统直接覆盖在

表1 东海陆架盆地长江-西湖-瓯江凹陷地层对比表

地层＼地区			长江凹陷	西湖凹陷	瓯江凹陷
第四系		Q	东海群	东海群	东海群
上第三系	上新统	N_2	三潭组	三潭组	三潭组
	中新统	N_1^3	柳浪组	柳浪组	柳浪组
		N_1^2	玉泉组	玉泉组	
		N_1^1		龙井组	
下第三系	渐新统	E_3		花港组	
	始新统	E_2	平湖组	平湖组	
				八角亭组	
					瓯江组
	古新统	E_1	美人峰组 长江组		明月峰组 灵峰组 石门潭组
白垩系	上统	K_2			
	下统	K_1			
元古宇		Pt			温东群

元古代片麻岩或中生代白垩纪安山岩、花岗岩组成的古潜山之上(表 1)。

古新统石门潭组(视厚 735m)　　根据岩性特征可划分一、二两段:

一段:以棕红、棕紫、深棕色泥岩为主,夹灰、灰白色砂岩。孢粉组含以灵峰粉、木麻黄粉高含量为特征,其中出现较多古新世常见分子,如小榆粉、克氏榆粉、黄杞粉等,另外初步认为其时代属早古新世。

二段、以浅灰、灰白色长石岩屑砂岩、长石石英砂岩为主,夹灰黑色泥岩和砂质泥岩。该段发现有*Subbotina triloculinoides*(P_1-P_7)(三瓣苏氏虫)和沟鞭藻*Senegaliniun microgranulatum* (细粒赛内加藻)、*Danea* cf. *Californica*(加利福尼亚丹麦藻),后者为丹麦阶最有代表性的特征分子。孢粉为灵峰粉-拟榛粉-杉粉-三缝孢组合。本段时代属古新世早中期。

石门潭组是一套海进层序。一段是干旱环境下的陆相沉积;二段是海相沉积,是古新世前奏性海侵,为一套近岸海相砂泥岩沉积。那时瓯西深凹已形成了断陷海盆。晚期是古新世大海侵的早期旋回。为一套浅水环境下的海相沉积。

古新统灵峰组(视厚 556m)　　不整合于石门潭组之上,为一大套深灰色泥岩。该组泥岩含丰富的有孔虫、超微、沟鞭藻、介形虫和孢粉化石。

有孔虫主要有 *Silicosigmoilina californica* (加利福尼亚硅曲房虫)、*Spiroplectammina comta* (P_3-P_6)(美好旋织虫),时代为中、晚古新世。

超微化石有 *Discoaster multiradiatus*(多射盘星石)、*Fasciculithus tymaniformis*(鼓形簇形石)、*Heliolithus kleinpellii*(柯氏日颗石)等,为 NP_{4-9} 带化石,其时代为中、晚古新世。

沟鞭藻为*Apectodinium homomorphum*(相似阿伯克托藻)—*Ceratipsis speceiosa*(美百角藻)组合。伴生的有 *Eoeladopyxis peniculata*(羽状枝盖藻)、*Fibrocysta bipolaris* (两极纤维孢囊藻)。相似阿伯克托藻为世界各地晚古新世最有代表性的种,相当 NP_9 带;美百角藻相当 NP_8 带。

综上所述,灵峰组时代应为中、晚古新世。

灵峰组是古新世大海侵的高潮,那时瓯江凹陷是一个广阔的海盆,沉积了巨厚的暗色海相泥岩,由于气候温暖湿润,周边淡水注入量较多,沉积物中陆源悬浮物含量较高,所以泥岩中有机质类型以 III 类腐殖型为主。

上古新一下始新统明月峰组(视厚 527m)　　位于瓯江组之下,灵峰组之上,为一套浅灰、灰色细砂岩夹杂色泥岩及沥青质煤层。由于沉积环境改变,海相化石大大减少。该组煤系地层中发现 *Globorotalia coilcoxensis*(威尔柯克斯圆幅虫)最原始的 6 种浮游有孔虫 (相当 P_5—P_7 带) 和 *G.chapmani*(车普曼圆幅虫)。沟鞭藻数量较小,有腔孢囊类的 *Ascodinium* (子囊藻) 和 *A.lingfengensis* (灵峰子囊藻)。还见有介形虫特征化石 *Neomonoceratina donghaiensis* (东海新单角介) 和钙质超微化石 *Chiasmolithus bidens* (NP_5—NP_{11})、*Neochiastozygus distentus*(NP_8—NP_{11})及 NP_9带化石。

鉴于对浮游有孔虫P_6, P_7 带化石时代归属存在分歧,该组化石又多为地区性新种,因而对地层时代存在两种看法:一为早始新世;二为晚古新世。综合各化石门类的时代意见,暂定为晚古新世—早始新世。

明月峰组是一套海退沉积序列,代表了滨海或浅水环境下的沉积,综合岩性特征,

该组是一套滨海和滨海沼泽相沉积。

始新统瓯江组（视厚 444m）　其岩性组合自下而上可划分三个岩性段：

一段：为一套浅灰—灰色砂岩、含砾砂岩、砂砾岩夹少量白云质砂岩、砂质白云岩。

二段：为浅灰—灰色砂岩夹灰质砂岩和生物灰岩、生物碎屑灰岩。

三段：除顶部灰色泥岩外，为大套灰色粉砂岩、粉细砂岩、细砂岩和中砂岩。

瓯江组有孔虫丰富，以盛产货币虫、圆幅虫为特征，苔藓虫也极为发育。下段有孔虫以胶结壳为主，包括底栖、浮游 2 个化石带（相当 P_8，P_9 带）；该段钙质超微化石最丰富为 *Diseoaster lodoensis*（鲁多盘星虫）带，为 NP_{13}—NP_{17} 带化石。中段大有孔虫非常发育，为货币虫段：下部为 *Nummulites baguelensis*（茂物货币虫）、*N. donghaiensis*（东海货币虫）组合；上部为 *N. nutalli*（努塔尔货币虫）组合。相当于国际分带 P_9 上部—P_{11} 底部，地层时代为早始新世中期—中始新世早中期。上段发育有 *Haplephragmoides*（拟单拦虫）带，以 *H. chilenum*（智利拟学拦虫）和 *H. shikiyamaensis*（老歧山拦单拦虫）为代表，时代为中始新世晚期。

从地震波组展布特征分析，瓯江组底部为 T_4^0 不整合面，其顶部为 T_3^0 不整合面。

瓯江组是一套海进沉积层序，海侵范围较古新统更为广泛，根据其岩性组合特征及生物群落分析，由于各井所处构造部位不同，古海底地貌不同，当时海水深度也略有不同。但总的沉积特点清楚，是一套浅海相沉积。

二、长江凹陷下第三系及其沉积特征

长江凹陷在古新世为裂谷断陷沉积，晚古新世区域抬升，缺失了早、中始新世沉积，晚始新世是拗陷型沉积。晚始新世后，长江凹陷又一次区域抬升，缺失了渐新世、早中新世沉积。中中新世开始区域沉降，沉积了一套近似水平的中、晚中新世、上新世和第四纪的沉积（表 1）。

古新世地层依据岩性组合特征和孢粉组合自下而上建立了长江组、美人峰组和平湖组。

长江组（视厚 457.5m，未钻穿）　可分为上、下两个岩性段。其下段为深灰、灰黑色泥岩夹浅灰色砂岩；上段为深灰、灰黑色泥岩与浅灰色砂岩互层，夹含白云质砂岩。为一套近海湖泊相沉积，局部可能为淡化潟湖相沉积。孢粉为杉-松-小榆粉组合，其地层时代为中—晚古新世。

美人峰组（视厚 1 326m）　可分为上、下两个岩性段。下段下部为深灰、灰黑色泥岩夹灰色砂岩，组成一个由粗到细的沉积旋回；下段上部为灰色砂岩与深灰、灰黑色泥岩互层。下段的孢粉为松-杉-榆、脊氏榆粉组合。上段为灰、深灰色泥岩与浅灰色砂岩、砂砾岩、砾岩互层，其上部砾岩增多，孢粉为松-榆-拟榛粉-鹰粉组合。

依据美人峰组的孢粉组合其时代为晚古新世。综上所述美人峰组是一套湖泊河流相沉积，早中期以湖泊相为主，晚期河流相发育，从其孢粉组合特征分析，与苏北-南黄海盆地古新世的孢粉组合相近似，时代属晚古新世。

平湖组（视厚 574.5m）　为一套晚始新世地层。根据其岩性组合特征，为河流相

沉积。

三、西湖凹陷新生代地层及其沉积特征

西湖凹陷早第三纪为断陷型沉积，晚第三纪中新世为拗陷型沉积。中新世晚期区域抬升，中新统遭受强烈剥蚀。晚中新世末期至第四纪区域沉降，沉积了一大套近似水平的海相沉积。根据已揭示的地层，自下而上分别建立了下第三系始新统八角亭组、平湖组和渐新统花港组，上第三系中新统龙井组、玉泉组和柳浪组，上新统三潭组和第四系东海群(表 1)。

八角亭组(视厚 407.5m，未钻穿)　主要为岩屑玻屑熔结凝灰岩、蚀变安山岩、凝灰岩、英安质凝灰熔岩。

依据岩矿鉴定资料，该套火山岩系蚀变作用强烈，碳酸盐化明显，属多次火山喷发的产物，而且是水下喷发的可能性大。其同位素年龄测定为 42.5—56.5Ma。

在火山岩系的泥岩夹层中发现有孔虫 *Elphidium eocenica*(始新希望虫)、*Cibicides hilgardi*(希尔加德面包虫)、*E.rischtanicum*(利斯坦希望虫)，相当于 P_{11}—P_{16} 带，其时代为中晚始新世。此外，还见有沟鞭藻 *Impletosphaeridium*(富刺藻)，时代为始新世。

平湖组(视厚 1 550m，未钻穿)　岩性以灰、深灰色含灰—灰质泥岩为主，夹砂岩及多层沥青质煤层，上部夹薄层泥晶灰岩。

本组底栖有孔虫可划分 5 个化石带，还见较多 *Cibicides hilgarbi*(希尔加德面包虫)、*Elphidium rischtanicum*(利斯坦希望虫)，同时还发现 *Globigerina pseudovenezuelana*(假委内瑞拉抱球虫 P_{13}—$P_{19}/P_{20.21}$)、*Dentaglobigerina galavisi*（盖拉维斯牙球虫 P_9—P_{21}）等浮游有孔虫。含 *Discoaster barbadiensis*(巴巴多斯盘星虫)、*Rhabdosphaera spinosa*(多刺棒球石)、*Reticulofenestra dietyoda*、*R.umbilica*（脐形网窗颗石）等钙质超微。综合各门类生物化石，平湖组时代为中晚始新世。

由于西湖凹陷各井分布在不同构造部位，沉积环境不同，古生物分布在各井也不一样。平湖组大致分布着 6 个化石带，自下而上海相由强变弱，是一套海退沉积层序，只是一次海进、海退旋回的末期，其沉积相是一套与海连通的，以陆相湖泊为主的海陆交互相沉积。

根据各口井的对比，平湖组下部以广盐性浅海相沉积为主；平湖组中部是一套海退序律，为海陆过渡的湖泊相沉积；平湖组中上部沉积时，西湖凹陷再度与海连通，夹有明显的海进沉积；平湖组上部则逐渐完全转化为淡水湖泊沉积。

渐新统花港组(视厚 1 291.5m)　花港组不整合于平湖组之上。其岩性为砂岩夹泥岩和煤层，其中、上部夹杂色(灰褐、棕黄、棕红色等）泥岩。杂色泥岩各井厚度虽有不同，但普遍存在，可作为地层对比标志层。

由于花港组中、上部数井均发现沟鞭藻、钙质超微化石，因此地层时代归属尚有争议。据有关古生物专家鉴定分析，乃属“残余群落”，为“再沉积化石”。

就西湖凹陷 11 口钻井资料，*Quercoidites*(栎粉)-*Trilobapollenites*（三瓣粉）-*Pinuspollenites*/*Abiefineaepollenites*(松粉)组合均有分布，与我国南海北部湾涠洲组有一定相似性，与国内外一些地区渐新世孢粉组合可相比，其时代应为渐新世。

花港组以陆相沉积为主，主要有浅湖、滨湖、河流等亚相组成。早期以河流相为主；中期以浅湖、滨湖相沉积为主，也曾有短暂湿热沼泽成煤环境；晚期又以河流(冲积泛滥平原）相沉积为主。

下中新统龙井组(视厚966m)　　龙井组假整合(局部地区为不整合）于渐新统花港组之上。下部为灰色泥岩与砂岩频繁互层，夹杂色泥岩及少量煤层；上部为灰、浅灰色泥岩与砂岩互层。横向上该组岩性变化大，龙井地区是一套以河流、湖泊相为主的砂泥岩互层；平湖、孤山地区是一套河流相砂岩夹泥岩及少量煤层；玉泉、天外天地区岩性较细，分析属滨湖一浅湖相沉积。

本组孢粉化石丰富，以 *Sporotrapoidites minor*(小菱粉)、*Pinuspollenites*/*Abietineaepollenites*(松粉）组合为特征，分布稳定，可与苏北南黄海盆地早中新世孢粉组合对比，其时代为早中新世。

根据各井对比，龙井组可分为两个沉积阶段。早中新世早期以河流相沉积为主；早中新世晚期以滨湖、浅湖相沉积为主。但需指出早中新世晚期，西湖凹陷又有一次海侵，龙井组上部有一层分布稳定的海侵层位，发现有孔虫 *Spirosigmoilinella compressa*(压扁小管曲形虫）和钙质超微 *Sphenolithus heteromorphus*(异形楔形石 NN_5 带)。在平湖地区该海侵层不仅分布稳定，而且岩性和电性特征明显，可作为地层对比标志层之一。

中中新统玉泉组(视厚588m)　　玉泉组整合于龙井组之上。综观西湖凹陷各井的玉泉组，是一套含煤系地层。横向上有一定变化：龙井地区为一套含煤系地层；平湖地区岩性较粗，为一套砂岩夹泥岩地层，煤层不发育。该组的孢粉以 *Rutaceoiqollis*(芸香粉)-*Meliaceoiditoes*(楝粉）组合为特征，在西湖凹陷各井中均有分布。

玉泉组广布于西湖凹陷，是一套水退沉积层序，以浅湖、滨湖和沼泽相沉积为主。

上中新统柳浪组(视厚824m)　　其岩性：下部为灰、浅灰色砂泥岩互层夹煤层；上部以灰黄色为主的砂泥岩互层夹煤层。均存在 *Liquidambarpollenites*(枫香粉)-*Magnastriatites*(粗肋孢）孢粉组合，属河流泛滥平原相沉积。由于中新世末期的龙井运动，使东海陆架盆地急剧抬升，柳浪组遭受强烈剥蚀，目前各钻井中仅揭露其下部。

上新统三潭组(视厚693m)　　根据区域地震资料，三潭组是一套“似水平层”，区域角度不整合于柳浪组及其以下地层之上。其岩性可分为上、下两个岩性段：下段一般由2个次一级沉积旋回组成。下旋回为浅灰色泥岩、泥质粉砂岩夹砂岩、砂砾岩及煤层；上旋回为灰、杂色泥岩夹砂岩、含砾砂岩、砂砾岩。上段为浅灰色泥岩、泥质粉砂岩夹生物碎屑砂岩、含砾砂岩及少量煤层。孢粉化石中草本植物极为发育，以 *Monoletes*(单缝孢)-*Graminides*(禾本粉)-*Persicarioipollis*(蓼粉）组合为特征。

三潭组除发现丰富的底栖有孔虫外，还出现了相当于 $NN_{12} \sim NN_{18}$ 带的超微化石群，例如 *Reticulofenestra pseudoumbilica*(假脐网窗石)。因此三潭组中还包含一部分中新世晚期的地层，很多钻井资料表明，三潭组是介于晚中新世至上新世的一个跨时代的地层单元。

根据岩性组合特征和生物化石资料分析，三潭组下段以河流相为主，夹海相沉积；上段属滨海-滨海沼泽相沉积。

第四系东海群(视厚475m)　　东海群是一套尚未固结的水平沉积层。它与下伏三潭组之间为假整合接触。其岩性一般由浅灰色粘土、粉砂质粘土、粉砂层、粘土质粉砂

层组成。底部常为含砾砂层、砂砾层与三潭组分界。各门类化石丰富，有孔虫主要为*Pseudorotalia*(假轮虫)-*Asterorotalia*(星轮虫)组合，伴有较多浮游有孔虫。孢粉为*Chenopogipollis*(藜粉)-*Monoletes*(单缝孢)组合带。

综观东海群生物化石组合和岩性特征，其岩相以浅海相沉积为主。

由上所述，东海陆架盆地自古新世至第四纪，大致经历了海—陆—海三个主要发展时期。古新世至始新世和上新世至第四纪时期海相沉积发育；渐新世至中新世时期则以陆相沉积为主。由于受新生代地质构造的控制，陆架盆地新生代地层也具有“南北”和“东西”的沉积差异，同时还具有某种沉积特征。

(1) 根据钻井地质资料和区域地震资料分析，大体上以“鱼山凸起”为界，南北沉积差异甚大，在古新—始新世时期具有“南海北陆”的沉积差异，例如瓯江凹陷古新统、始新统为海相沉积，而长江凹陷的古新统、始新统完全是一套陆相沉积。总的来看，台北拗陷大致是正常海相环境；浙东拗陷虽也有海相沉积，但就整个沉积层序以陆相为主，其海相也属不正常环境。

(2) 新生代地层还具有明显的东西沉积差异。就渐新统而言，在陆架盆地西部诸凹陷(例瓯江凹陷和长江凹陷)均缺失渐新统；在陆架盆地东部诸凹陷(例如西湖凹陷)则发育着很厚的渐新世沉积。就中新统而言，陆架盆地西部诸凹陷(例如长江凹陷、瓯江凹陷)中新世地层发育不全，厚度薄；陆架盆地东部诸凹陷则成了中新世的沉积中心，中新统厚达数千米。

(3) 在整个第三系纵向剖面上，可以看出含煤系沉积组合普遍发育。陆架盆地自古新世到上新世发育了明月峰组、平湖组、花港组上段、龙井组、玉泉组和三潭组上段等六个不同的含煤系沉积组合。由于所处古地理位置、构造背景和古气候条件的原因，它们的成煤环境发育程度各不一样，滨海和湖滨沼泽较为普遍，其中特别是平湖组的沥青质含煤系沉积组合和明月峰组含煤系沉积组合，化验分析验证是极好的烃源岩，不仅生气率高，而且也是较好的油源岩。

(4) “海盆具陆味，陆盆有海味”是陆架盆地新生代地层又一沉积特征。瓯江凹陷古新世、始新世除早期陆相沉积外，是一个正常的海盆，海相沉积厚达千米以上，但其沉积物均以陆源碎屑成分为主。西湖凹陷自始新世到中新世基本上是一个陆盆，始新统平湖组“海味”很浓，明显经历了三次海侵，但总的来说，平湖组是一套海退序列沉积，以陆相为主，西湖凹陷是一个与海时而连通的陆盆。西湖凹陷中新统各组虽陆相占绝对优势，但是无论是柳浪组、玉泉组、龙井组还是下第三系渐新统，暂短的海泛相沉积(或称间隙性海侵层)屡见不鲜(当然对于那些海相化石的古生态环境，是原生群落，还是残遗群落，目前尚有分歧)。

(5) 陆架盆地西部诸凹陷内第三纪早期多中心的古新世沉积，仍是新生代地层主要的分布特征之一。无论在瓯江凹陷，还是长江凹陷，都具有多个沉积中心(或称次凹)，具有凹陷虽小，沉积很厚的特征。例如长江凹陷豫园深凹美人峰一井揭示古新统厚达1 700m以上。第三纪晚期，特别是中新世，改变了那种多中心的沉积格局，在陆架盆地东部形成了大型的沉积凹陷，中新世陆相沉积广布于整个陆架盆地。

扬子地区大陆的组成和盆地序列

当今为西太平洋花踩列岛环绕的大陆边缘盆地，它所处的大陆结构是由不同时期多个陆块以不同开合方式组成的，因此盆地的性质各自不同（图 1）。其中，在聚合的大陆组成中，对海域盆地发育起着重要作用的是扬子陆块，它在华北陆块和东南（华夏）陆块群以至东亚陆块群之间起着纵横捭阖的作用。它们在地史发展中受地壳下热体制平衡调节，发生岩石圈地幔俯冲或底流迁移，使陆块间像手风琴似地裂解、碰撞和增生迁移，从而构成中国南方大陆独具特色的构造并且决定了沉降盆地类型呈序列性的旋回发展和世代性并列叠加的关系。

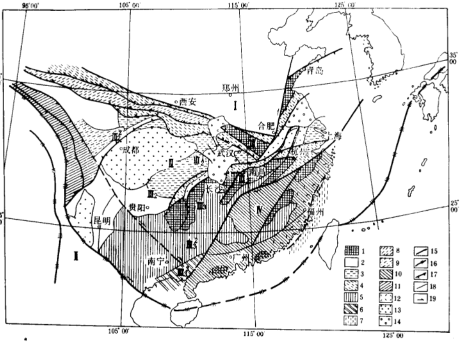


图 1　扬子陆块及其增生大陆的组成

1. 基底褶皱；2. 古生代克拉通台地碳酸盐岩沉积组合；3. 古生代克拉通拗陷(S—DC为主）碎屑沉积组合；4. 古生代克拉通边缘和台地过渡带碎屑沉积组合；5. 晚古生代叠加台槽-台块碎屑-碳酸盐岩沉积组合；6. 古生代残留海槽碎屑沉积组合；7. 晚古生代增生大陆边缘碎屑沉积组合；8. 晚古生代前陆盆地和叠加拗拉谷碎屑组合；9. 三叠纪陆缘浊积组合；10. 早古生代陆缘过渡区深水浊积；11. 古生代陆缘台块和拗拉槽碳酸盐岩—复理石沉积组合；12. 中生代"泄漏型"中酸性喷发岩；13. 中生代折离前渊或前缘拗陷；14. 新生代叠加拉分或单剪拉张盆地；15. 古全球体制陆块碰撞边界；16. 新全球体制陆块拼贴边界；17. 陆内俯冲下的基底折离面（带刺指向断层倾向）；18. 断裂带；19. 剪切走滑方向　I　华北陆块；II　古特提斯互换域；III　扬子陆块；III_1　扬子北缘褶皱带；III_2　扬子克拉通；III_2^1　中、下扬子克拉通拗陷；III_2^2　龙门山盖层滑脱冲断带；III_3　扬子南缘褶皱带；III_3^1　江南—雪峰基底折离隆起带；III_3^2　滇黔湘桂断陷盆地；III_3^3　钦防海槽；IV　东南(华夏)陆块群

一、低克拉通化的扬子陆块基底组成

中国南方地质构造最显著的特征就是从青白口纪起中国原地台或泛大陆E离散出了一个扬子陆块，它的主体部位就是传统划分的扬子准地台（任纪舜等，1980）。目前在秦岭—大别地区的观察表明青白口纪裂谷沉积是以大陆火山喷发系列为特征，反映了扬子陆块裂解早期是从陆内拉张开始的。最近研究表明扬子台地沉积越出了龙门山带向西至少包括了松潘—阿坝地区在内，只是三叠纪晚期由于甘孜—理塘一线迅速扩张和关闭所形成的边缘型沉积盖层褶皱掩盖了地台的型相；同时，像羌塘以至塔里木地区古生代沉积型相和扬子陆块沉积具有可比性，因此它们在原地台离散时有相当大的关联，只是在以后继续离散中被重新组合。

扬子陆块的主体克拉通组成至今尚无太古代早期的露头报道，深部层位的中、深变质岩主要出露于康滇、川鄂、松潘和大别—胶南等地，同位素年龄在20—28亿年间，均为高绿片岩相—麻粒岩相的绿岩建造。建造层序的下部一般为中、基性火山岩，向上过渡为硬砂岩、泥质岩夹少量碳酸盐岩，反映了陆壳分异和形成的过程。在川鄂、大别山地区一些陆源碎屑和钙碱火山岩的地化分析标志那里已有了较稳定的陆壳，但并不具统一的性质。因此扬子陆块的基底地壳形成于早元古代，是原地台陆核的边缘部分。与世界克拉通相比，初始地壳形成晚，规模小而散，克拉通化的程度低，因而它们在以后的地史发展中具有较大的活动性。根据重磁资料分析，逐渐会聚形成的原始地壳现今分布在川中—鄂中、苏北—南黄海一带。目前穿越区域的岩石圈断面研究也肯定了这一分布结构。在苏北HQ-13线综合解释还提出在原始地壳之上缺失中元古界，有单层基底。

扬子陆块基底另一个特征则表现为围绕初始陆壳周边发育着中元古代巨厚的硅铝壳质的褶皱层，构成双层基底。当时组成初始陆壳的古陆一方面向外海供应大量的陆源物质，形成近源碳酸盐岩拗陷（神农架区）和陆壳外缘的冒地槽（秦巴、江南区），后者巨厚的复理石沉积组合，类似于显生宙造山冒地槽沉积，但镁铁质火山岩很少，不见席状岩脉群；另一方面原始陆壳发生强烈扩张，火山喷溢形成裂谷（攀西、浙西）。破裂的薄壳一侧在自重下沉的情况下可能造成皖赣交界的伏川、怀玉山蛇绿岩和黔桂地区的四堡群软流圈物质不对称上涌侵位，被后期构造挤出。这些特征同泛非运动造成的达马拉带情况一致。因此，很可能扬子陆块在晋宁期最终固结成原地台时的构造作用方式是同内硅铝造山作用有关（图2）。例如，沿浙江江山—绍兴一线

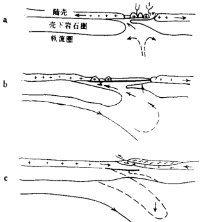


图2　内硅铝造山作用模式（据Knöner，1983）

扬子陆块包括浙闽陆块的基底可能是通过(a)早元古代初始陆壳的拉伸，(b)在底流作用下陆壳自重下沉和热软流圈侵位形成混杂层位和(c)拆离作用而收缩形成的。它为以后新的热体制活动作了准备

宽达数十至数百公里的动力变质带很可能就是中元古代内硅铝造山作用的产物。其中岩石系列既包括了幔源特征的角闪石化超镁铁质岩，又包括了类拉斑玄武岩和巨厚的火山复理石沉积并且岩系呈紧密的同斜褶曲，褶叠形变已趋于高度均一化（水涛，1988）。它代表了拉伸壳幔杂岩侵位的部位，因其两侧地块在岩石圈牵引作用下水平收缩壳叠的结果（图 2c）。这表明扬子陆块相对克拉通化的基底还包括了浙闽地区中元古代已经联合的部分。

但是，在广阔的湘赣地区的情况似乎不同。那里下元古界没有出露，而中元古界与青白口系板溪群呈连续过渡。从沉积上看，它们主要是浅海至半深海复理石，厚度自东南向西北减薄，具有典型大陆边缘的环境，似乎表明扬子陆块南缘继承着原地台面向泛大洋而呈过渡区的结构，晋宁期基底并没有固结褶皱，克拉通化还在继续。在此区域内，有一些喷发岩和花岗岩继承锆石年龄（24.78—27.59亿年）的报道以及航磁延拓的结果反映存在有高磁基底块体，如广东的云开、增城深部异常等，说明包括海域、台湾、西琉球岛弧带所发现的基岩很可能当时是散立在过渡区洋盆中的微陆块，在成为现今大陆组成之前，与现今南海或菲律宾海中的海山与海底高原所处的构造环境类似，只是早古生代由于微陆块向扬子陆块逐渐拼贴时，改变了当时的构造格局。

二、古全球体制下的槽-台格局

从青白口纪裂离出来的扬子陆块本身可以分为相对稳定的克拉通（地台）及其边缘（冒地槽）两个部分。在克拉通上，青白口系的沉积和展布主要表现为陆内拉张断陷或裂谷的型相（图 3），随后在古生代被碳酸盐岩台地沉积披覆。在克拉通边缘则显示为裂谷边缘特征，沉积了巨厚的硅泥质浅海-半深海陆源碎屑岩。它与台地沉积之间由广阔的台向斜沉积过渡带相接，形成扬子陆块南北“两槽夹一台”的鲜明格局。裂谷边缘的初始裂离，垒堑分明，沉积物层层向克拉通超覆，向洋厚灭（thick out）。随后的构造（热）沉降发育，陆块移离，拉出洋壳，有巨厚的复理石-浊积层碎屑堆积。由于洋壳的出现，标志地壳发展的动力已从薄壳自发的沉降诱导地幔侵位的机制转化为洋、陆壳间的伸展和碰撞；只是由于当时陆块地壳的不成熟性和热消散的可容性不同于中生代以来的状况，而不完全遵循威尔逊旋回所设想的中脊增生和大洋双向俯冲的传统板块模式。由于扬子陆块两侧的边缘沉降是在原地台陆间和陆缘不同部位上继承发展的，因此陆块的碰合方式和规模都有所差异。

（一）陆块间的碰撞增生

在扬子陆块的北缘，通过对东秦岭三类不同构造环境所产出的镁铁质-超镁铁质岩和两类蓝片岩的鉴定，认为从陕西商南松树沟—河南西峡洋淇沟到信阳南湾卧虎山断续出露的蛇绿岩套代表了被俯冲消减的古洋壳残片。另外两类基性岩则是标志洋壳向北单向俯冲引发的丹凤群岛弧火山岩和二郎坪群弧后洋壳。它们是华北陆块边缘转化为活动边缘的产物。秦岭洋形成和扩张始于 600Ma 左右，自晚奥陶世一志留纪（477/400Ma）洋壳转为俯冲消亡，陆块碰撞，进而使扬子陆缘沉降盆地发生形变（图 4A—D）。在商丹缝合

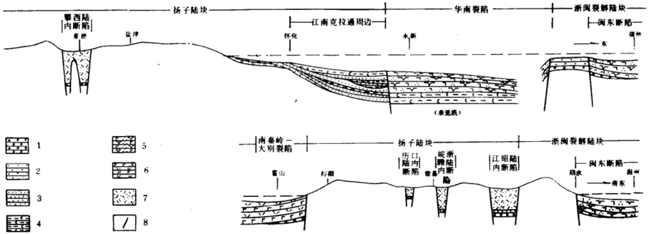


图3　青白口系构造地层组合示意剖面

1．砾岩；2．粗粒砂岩；3．细粒砂岩；4．含碳质页岩；5．钠质基性、酸性火山岩；6．酸性、基性火山岩；7．火山碎屑岩夹少量熔岩；8．断裂

线之南泥盆系刘岭群中的砂砾岩有蛇绿岩质砾石和碎屑成分，表明扬子陆块同华北陆块拼合造山的时代是从加里东期末起。

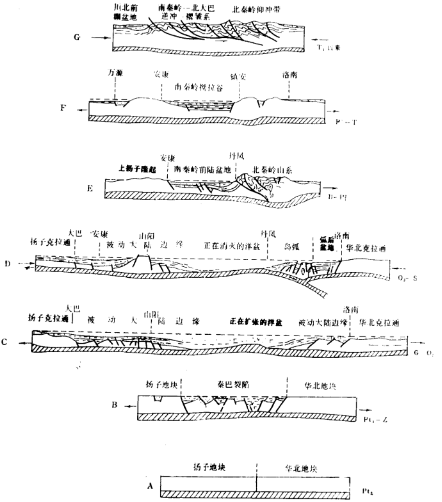


图 4　扬子—秦岭—华北构造演化

从信阳往东，缺乏蛇绿岩露头。一种可能是它隐伏在大别山推覆体之下，然而更大的可能性是陆间拉张减弱，并未拉出洋壳。从大别山佛子岭群、张八岭群以至胶南的五莲群表征着海陆过渡的复理石建造和陆内火山岩建造以及披覆在裂谷系上的是台地拗陷型的震旦—寒武纪沉积看，甚至包括其中南北混生的动物群等都特征性地反映了大别山以东及胶南地区扬子陆块与华北陆块之间拉距不大，秦岭洋盆及其边缘沉降向东转换成拗拉谷，同朝鲜半岛临津江一带发育的过渡型槽地相连。因此，很可能当扬子陆块北缘早古生代裂解时，原地台向西呈喇叭型反时针方向撕开，沉降类型由东向西呈拗、拉、

槽转换。由于拉裂的不均一，所造成的横错和构造突角可能成为以后挤压、关闭不同样式和强度发展的边界条件，例如郯庐走滑断层的产生等。随着秦岭洋壳向北俯冲，陆块间以顺时针方向闭合，这时华北陆块以右行向南仰冲造山。碰撞形变应力测量结果也一致反映了这种右旋闭合方式。

志留纪末陆块拼合后，相对运动并未终止。在北秦岭山带前缘，形成了陆块周缘前陆盆地，其前渊在山带挤压下堆积了近万米早中泥盆世碎屑沉积并向扬子台地上超覆(图4E)。随着山带向南推挤，前陆盆地沉积中心向南迁移，同时沉降逐渐减弱，晚石炭世碎屑沉积与台地碳酸盐岩逐渐相变过渡。前陆盆地叠加在早期被动边缘沉降盆地之上沿山带向西可追索到迭部一带，向东则压在大别山带北沿之下与东面扬子台地拗陷相通。

随着前陆盆地萎缩，新的开合旋回在构造迁移下向西南方向再次出现。从二叠纪晚期一三叠纪，强烈的拉张作用叠加在东秦岭前陆盆地之上，形成拗拉谷(图4F)。由于拉伸向西扩张，拗拉谷沿青海玛沁顺西昆仑南缘再度转换成洋盆并与古特提斯洋相连。由此在松潘台地北缘出现了新的被动边缘沉降。随后，晚三叠世以来古特提斯洋的关闭，扬子陆块第二次向华北陆块俯冲。在秦岭，由于多期开合构造旋回的发展，囊括了早期的造山带形成了横亘中国大陆中部的造山带(图4G)。这时前陆盆地及拗拉谷的沉积物在以后的榨挤作用下发生形变，出现大型的基底拆离，并翻出深层次的岩系形成花式构造，推挤在扬子克拉通之上。

(二) 软拼贴下的陆缘增生

面向泛大洋的扬子陆块南侧也发生过裂离作用，形成被动边缘沉降盆地，但是拼贴后的大陆前缘又形成了新的边缘盆地。这种前移性的成盆方式与碰撞陆间的成盆方式不同。晚元古代一震旦纪在江绍一线原地台拼合的薄弱带上有拉张的断陷发育，沉积包括了骆家门组复理石和向西南至赣东的火山岩与伴生的细碧角斑岩，表明断陷向西扩张。在浙西震旦纪时断陷转化为拗拉谷，古生代拗陷向北与扬子克拉通台向斜过渡，拗陷中心正是现今江南隆起带位置。在东南被拉张的浙闽地块内也发现有裂解作用。断槽中发育有巨厚的复理石和基一中、酸性火山岩系（图 3）。在福建大田一浙江永嘉一线一片中生代火山岩覆盖下出露有早古生代变基性火山岩夹沉积岩韵律层，隐示裂解陆块向过渡洋区延伸。浙西拗拉谷向西开放，在继承性原地台边缘部位转换成被动边缘沉 降（图 5)。构造沉降使边缘盆地沉积向洋扩展，在赣南、闽西有震旦系火山岩断槽和上覆的巨厚浊积岩发育。它们以面状的碎屑沉积向东披盖在过渡壳的微陆块上。这些孤立的小陆块也有台地型叠层石灰岩和周缘的杂砂岩堆积，与浊积岩混杂。最近，汪新（1988）研究提出政和-大浦断裂带分布有混杂岩，由洋壳碎块、陆壳碎块和深海复理石三个部分组成，其中基质复理石的时代为震旦一寒武纪。而洋壳碎块中的超基性岩，如闽北建阳北场和浙江龙泉一带，以铁质为特征，火山岩稀土地化分析也类似于现代边缘海，它反映了过渡壳上的微陆块发生过拼合并一起向扬子陆缘拼贴的事件。这种拼贴反映在构造变动的多期性和形变的递进性上。在沉积上出现了寒武纪末的郁南不整合和中奥陶世的崇余运动，反映了微陆块逐次拼贴（图 5B)。扬子陆块南缘的褶皱抬升首先在戴云山出现隆起，尔后递进扩大到武夷山以至罗霄山前，同时褶皱形变也向扬子克拉通逐渐减弱。显著的

拼贴挤压出现在晚奥陶世—志留纪，这时沉积物源已从东南方来。由于隆起的封堵，在拼贴挤压带的前渊出现了巨厚的晚奥陶世浅水浊积层，并向克拉通上扩展形成深水硅质岩饥饿盆地（图 5C）。随后志留纪沉积从南向北增厚，沉积环境转变成陆相-三角洲相。沉降方式反转，抬升完全控制了沉积展布。最终，在拼贴挤压下，扬子陆块南缘的边缘沉降盆地经过渡性前渊而全面转化成陆。直到中、晚泥盆世海水从西南侵入，向东逐层超覆，在石炭纪后才整体淹没了闽东的隆起。拼贴的结果导致扬子陆块增生，形成了中国南方大陆。

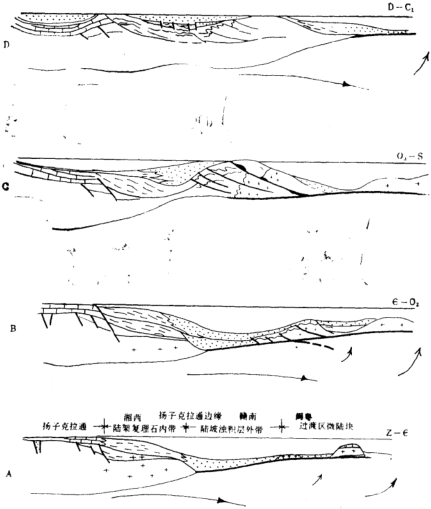


图 5　扬子陆块南缘构造演化

A．陆缘沉降期；B．微陆块初始拼贴；C．软拼贴后过渡性前渊发育期；D．增生大陆的陆内拗陷和晚古生代大陆边缘发展期

微陆块的拼贴作用主要发生在壳幔之间的拆离和壳内的水平挤压，因此洋壳的消减和挤压并不明显。当微陆块仰冲壳叠在扬子陆块边缘上时，推挤边缘的深水浊积物层叠，并向克拉通方向水平挤压。由于微陆块的仰冲，使岩石圈地幔下插，牵动克拉通边缘上隆。岩石圈地幔下插导致壳内重熔性花岗岩产生，也促进了拆离作用的产生和发展。沿赣南、粤北一带边缘沉降的外侧，大量加里东期（400Ma左右）S型花岗岩的出现就是微陆块拼贴的结果。由于这种拼贴动力被壳内形变消减，并不出现造山带，因而被称之为软碰撞。Coleman等（1988）也认为它是古生代热体制调整前的重要运动形式。

扬子陆块南缘的软拼贴，从整体上看，比北缘的碰撞要早，但持续的时期长。当扬子陆块从寒武纪起迅速反旋移离时，泛大洋及过渡壳上的微陆块就开始向扬子陆块南缘拼贴了。拼贴首先沿江绍断裂西段的剪切滑移部分发生，向南逐渐关闭洋盆，呈现出镊子式顺时针闭合。经以后叠加形变推挤，拼贴带可依今日的江-绍断裂接宜春、茶陵-郴州、梧州-玉林一带断裂为界。在浙赣地区主要拼贴期是奥陶纪晚期—志留纪末，产生陆块的增生拼贴。这时北缘还正是单向俯冲期。但当扬子陆块已经同华北陆块碰撞时，南缘的增生拼贴还在进行，直到晚海西期钦防海槽关闭为止。

当志留纪末扬子陆块两侧发生碰撞、拼贴后，中国南方大陆开始形成。拼贴后的新大陆南侧面临新的大洋，它就是特提斯-古太平洋。在新大陆的边缘重新出现边缘沉降盆地，其典型的石炭系复理石沉积已经在福建福鼎发现，大多认为它是大陆边缘冒地槽的特征。另外在大田以至茶陵北东一线还有下三叠统远端浊积岩出现，也很可能代表了边缘沉降盆地扩大下的沉积。但是这一主体在海域内的晚古生代一中生代的边缘沉降盆地尚未有资料予以识别。它同以后特提斯演化紧密联系，发生过重要的拼合增生。现今南华大规模的中生代碰撞型花岗岩和构造挤压叠加反映了东亚陆块群（包括了南海地台）向大陆拼贴的构造作用。但是这一构造拼贴也在以后的大陆蠕散中受到改造。

（三）增生大陆的地裂运动和古特提斯

早古生代末由于扬子陆块边缘的碰撞、拼贴作用而形成了现今基本轮廓的南华大陆。前已述及，由于增生方式和形成时间上的差异，在陆块北缘主要以反复开合并迁移而呈现出“手风琴”式的陆壳增生和盆地发展。但扬子克拉通及其南缘的增生体则表现出相对的一致性，它们主要的构造活动表现为陆表海侵入下的隆起和凹陷，以及同陆内地裂运动有关的拉张断陷。这种断陷实质上是大陆离散的影响。在康滇隆起以西的三江地区可见地裂运动与古特提斯的扩张直接联系起来，产生了一系列从大陆移离出去的微陆块。

在增生大陆的内部，差异沉降大体以江南—雪峰隆起为界，形成南北两大沉降区。在北部，拗陷发育在克拉通上，继承了志留纪前渊的格局，晚泥盆—早石炭世沉积向川中隆起上超覆。在黄海和苏北可能有类似的隆起存在，使拗陷分化出南、北次拗，其中北部次拗向北缘前陆盆地过渡。晚石炭—早二叠世早期拗陷差异沉降不大，开阔台地相富镁碳酸盐岩遍及整个克拉通。早二叠世晚期—晚二叠世拗陷受秦岭构造迁移影响，在拉张作用下形成近东西向的台槽，夹在深水台地之间，台槽中深水放射虫硅质岩从安徽巢县、泾县向西延伸到巫山、旺苍和广元。早三叠世拗陷再度沉降，沿宜昌—南通一线沉积以浅海相泥钙质岩为主。中三叠世盆地开始萎缩。同时在川中，古隆起受区域性披盖

后逐渐形成三叠纪蒸发岩拗陷，并在区域性向西开放的状态下与大陆边缘沉降相连。

在雪峰隆起以南的湘桂海盆中，典型的特征是多发性的台槽发育（图 6）。台槽往往出现在海侵的早期，重要的有中泥盆世、晚泥盆世早期和早石炭世，随后更强烈的拉张发生在早二叠世晚期直到早三叠世。它们在湘桂地区形成北东、北西两组交叉方向、基本原位而多发性的台槽，与相应的台块间隔排列。台槽内沉积以深水硅质岩、浊积层为特征，台块上的沉积则以台地碳酸盐岩为主，而在台块边棱上常发育有生物礁。在拉张强烈的部位，台槽中还夹有火山喷溢，特别是晚古生代的拉张。在滇桂凭祥、那坡和符宁一带，夹有细碧角斑岩，表明陆壳拉薄有大洋化趋势，与古特提斯的扩张相应。早二叠世末，从黔川到滇西，断槽中大陆性拉斑玄武岩的喷发向西过渡为大洋性拉斑玄武岩进一步证明南华大陆晚古生代的地裂运动和特提斯洋的发展上具有共生性。

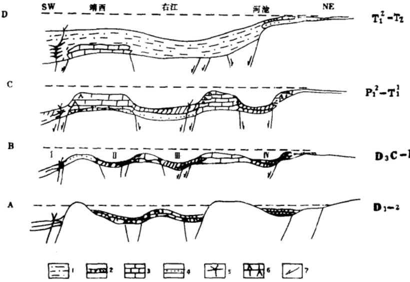


图 6　南华大陆中与古特提斯扩张相应的断-拗盆地

（据罗志立等 1989 略修改）

1. 复理石浊流沉积；2. 深水台槽或盆地，硅质岩相沉积；3. 碳酸盐岩台地相沉积；4. 砂页岩；5. 中基性岩浆岩活动；6. 生物礁灰岩；7. 断层；I. 金沙江红河洋盆；II. 广宁台槽；III. 百色台槽；IV. 紫云河池台槽

应当强调扬子陆块西南整个古生代始终处于张裂边缘的环境。当古特提斯扩张时，扬子陆块上裂离出去的微陆块先行同冈瓦纳大陆离散的陆块拼合，尔后随古特提斯关闭时它们一起再度拼贴到增生的扬子陆块或南华大陆上。因此中国大陆与冈瓦纳之间有一个互换域。目前资料归结，先行的拼合带，大体沿澜沧江经德钦、昌宁、双江和孟连向南消失在泰国湄南河现代沉积之下，是黄汲清（1987）提出的主缝合线位置。与大陆的拼贴线大体在金沙江、哀牢山一线。向大陆的拼贴时期从二叠纪早期末开始一直延续到三叠纪。这条宽阔的古特提斯互换域的"镶边"带向东大体包括了南海和加里曼丹中北部，然后互换域汇合经台湾东北沿钓鱼岛隆起带向北，间隔对马岛和五岛与日本四万十带或锡霍特—阿林带相连。最近一些研究表明互换域的北界在南海，可能在澎湖列岛、

东沙和海南岛北部通过，向西与红河、哀牢山相接。这条线在南海除了有近东西向磁异常特征带外，海南岛上还发现了以石碌群为代表的混杂岩堆积。

由于古特提斯洋壳的扩张和关闭，上述这条大陆镶边带不仅本身形成了规模宏大的印支褶皱，对于镶边条带内的中国大陆，产生自南向北的推挤，还发生了强烈的印支—燕山期陆内形变；同时对以后南黄海、东海以至南海盆地的形成都有重要的影响。

三、新全球体制下的陆内形变

三叠纪晚期以来，扬子陆块及其增生大陆是在特提斯镶边带碰撞拼贴的背景下发展的。它处在周缘长期向内挤压的环境下隆升，海水退出南方大陆，并且在固结较好的古生代褶皱地区出现"叠加"的新生褶皱及逆掩构造（黄汲清等，1987）。这种引人注目的板内形变在大陆周缘"锋线"活动下相应地发生过三次改变古生代构造格局的变化。它说明地球历史发展到这一阶段，动力体系已从分散的迁移的软流圈同岩石圈的关系所反映的槽台间手风琴式开合发展成大规模陆洋飘移的软流圈（地幔）的整体块流（朱夏，1986）。

在这样热体制的新全球构造影响下，扬子陆块表现为克拉通边缘在陆内俯冲下的基底拆离和克拉通上盖层褶皱和盆地的产生；印度板块楔入下的分体滑移和蠕散作用同太平洋板块不均一地左行扩张和转换断层斜向俯冲转化下的扭动联合影响以及西藏高原崛起和太平洋板块转向俯冲下形成的差异升降和沟、弧、盆体系。

（一）扬子陆块的陆内俯冲

大量深部地球物理资料计算和区域岩石圈地球物理层体结构的综合分析表明，南方大陆现今地壳厚度一般由东南沿海的28km向西加厚，到川西达50km左右。在壳内大体可以划分出以高密度、高磁性、高速度和高电阻为特征的稳定区，相当于扬子克拉通（川、鄂、苏北地区）的部位，具刚性下地壳；以高温、低电阻、磁跃变和变化负重力场为特征的活动区，与浙、闽、粤长期构造碰撞拼贴带一致，由于结构失稳，上地幔出现低密度区；以及介于上述两者之间的次稳定区，反映为平静升高背景下的变化异常，与扬子陆块边缘古生界发育区（如湘、黔、桂）一致。在非稳定区，壳内常见低速层，它被解释为壳内滑脱层面，配合电性上明显的反常低电阻层的出现，有的已同地表地质特征一致解释为基底拆离面，可与地表翻出的古韧性剪切带相比。

在壳层之下的岩石圈结构迥然有异，以半熔态尖晶石-二辉橄榄岩组成的上地幔岩在侧向上物质并不均一，并且大致在100—200km内起伏显著。总体上它在克拉通下相对隆起而向克拉通外迅速下插。以江油—漳州剖面为例（图7），在龙门山以西上地幔底界从100km深处迅速下插到120km，并继续下插，其上壳幔界面突变，有向克拉通仰冲的壳断层以及表层龙门山向东的推覆逆冲断层发育。在湘中茶陵一带上地幔竟下插到240km，引起浅部茶陵—郴州、江南—雪峰等基底拆离断层的产生。大地热流测量也说明茶陵—郴州一线地温值高，它进一步表明上地幔俯冲是岩石圈底流作用的表现。这种陆内俯冲及其表层基底的拆离调整与历史上扬子陆块碰撞拼贴一致，因此它是大陆碰撞

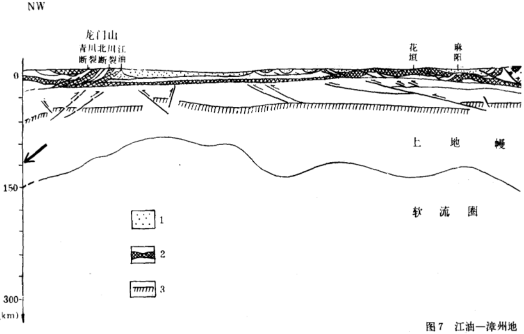


图7 江油—漳州地

1. 中新生界盆地；2. 下古

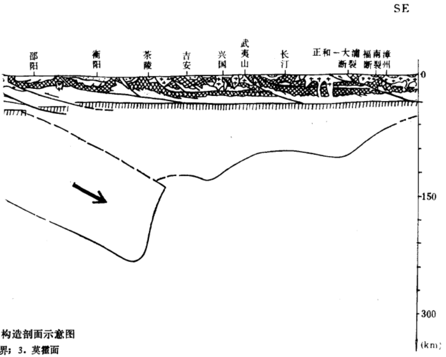
后岩石圈继续挤压的运动过程，其结果造成大陆内普遍盖层褶皱的图象。

（二）基底拆离和台地盖层滑脱

特提斯碰撞后由陆内俯冲引发的基底拆离在扬子克拉通周围表现为形成克拉通周缘的褶皱山带，包括龙门山、秦岭-大别和胶南山带以及南面的江南-雪峰隆起褶带。它们主要发育在印支—燕山期，一般从深部到浅层，从内带到外带拆离作用都由韧性剪切过渡到脆韧性和脆性形变。这说明拆离作用沿底板滑移呈递进形变发展。它在台地上形成壳叠，并使台地盖层内顺着断坡向上产生多层次的同心滑脱构造和冲断层。冲断推挤结果可以在其前面形成盆地。由于龙门山冲断楔入形成了山前侏罗—白垩纪前渊，秦岭大巴山向南冲掩结果形成前缘膝状侏罗纪拗陷。它们在以后连续推挤形成现今四川中生代陆相盆地。大别-胶南同江南-雪峰山带向克拉通对冲的作用，形成了包挤的台地线性褶曲，表现出多样化的叠瓦冲断、断弯褶曲和滑脱构造。拆离前缘出现压性盆地，它们叠加在台向斜上继承性地发展。随着拆离递进，前缘拗陷迁移，而相当部分的中生界被推挤在拆离断面之下。

（三）分体滑移和蠕散

由于印度板块的楔入引发中国东部沿先存的分体构造界限产生滑线场运动（Tapponnier，1986）。运动在秦岭—大别山、南盘江、哀牢山都有明显的表现。向东的挤出



质构造剖面示意图
生界；3．莫霍面

构造强化了龙门山前盖层滑脱，促使四川盆地挤压构造的发育。在秦岭大别山南界，由于分体右行滑移的结果，在鄂中形成晚燕山—早喜马拉雅期的拉分盆地。它叠加在对冲挤压的中生代盆地之上，北北西向的堑垒结构斜截原始的北东东—东西向冲断构造。在苏皖，分体滑移改变了原先应力格局而触发了引张机制，一些北北东向压扭性走滑断层转换成右行滑动，促使原始冲断面滑落产生新生代拉张盆地。由于大陆整体向东蠕散的结果，岩石圈的剪切作用可以产生单剪盆地，它们很可能沿原始的挤压面滑覆形成断陷，叠加在对冲的挤压中生代盆地之上。这种蠕散机制同样也调整了东海特提斯挤压扭动的应力格局而产生新生代早期的拉张断陷，直到太平洋改换俯冲方位阻挡为止。

蠕散导致中国大陆边缘拉张盆地的产生。包括南海在内的西太平洋沟弧盆体系的发展，进一步改变了先存的大陆边缘格架。

综上所述，扬子陆块地壳演化说明大陆壳下物质的粘性流动并结合地幔的热上涌或热散失调节可以导致地壳开合，并在热地壳单向粘性流动或底流迁移下使沉积物发生变形与变质。它们在任何开合程度上产生序列的盆地演化。在陆间环境下它们可以是断陷—拗拉谷，断陷—克拉通被动边缘—克拉通周缘前陆盆地序列，并且在新的开合条件下旋回性地发展。在陆缘环境下则可以是断陷—边缘沉降—前移性热沉降—渐进性过渡前渊，并且在陆缘增生的情况下向洋迁徙性接替，也呈旋回性发展。它们在形成中随不同的构造块段或位置的变化也会有自身的特征和结构。因此，进一步研究中国东部大陆的组成，特别是它向海域延伸的各个镶合陆块的演化过程，阐明盆地在各个形成时期所处的大地构造环境和盆地形成关系，将十分有助于海域内区域性油气形成条件和聚集分布的预测。

闽东沿海构造带

闽东沿海构造带（又称长乐-南澳构造带）北起闽江口马祖岛附近，往西南经长乐、平潭、晋江、东山，延入粤东南澳岛，呈狭长带状平行海岸展布。构造带的陆上部分长达400余公里，宽38—58km，向海侧仍有延伸。构造带中的变质岩系最初被认为是华夏古陆的一部分，1962年福州幅地质图（1:100万）将其时代定为前寒武纪，1:20万区调报告及福建省地质志则将其划归为上三叠统至下侏罗统的低压型区域变质带。近几年来在构造带中相继获得的483Ma（杨泰铭，1985）、535Ma（谢窦克，1986）和593.3Ma（许景伟等，1988）的测年资料，以及早古生代的微体化石和植物化石，使得对构造带基底构造隶属时代的认识有所突破，但对构造带的成因、性质及其演化则存在不同的认识[1),2)]（Xu，J.W.*et al.*，1987；黄辉等，1988）。作者在系统研究分析构造带地质特征的基础上，结合邻近的台湾等地区的地质资料，对构造带的中生代构造演化进行探讨。

一、构造带地质特征

（一）基性-超基性岩

构造带内地表出露有40余个基性岩体，多数岩体在平面上呈扁豆状或似扁豆状，在剖面上为小岩瘤。构造带中部莆田长基超基性岩体主要原岩为斜辉橄榄岩、斜辉辉橄岩、单辉橄榄岩及斜辉橄辉岩，岩体的各类岩石的 $MgO/(FeO+MgO)$ 比值介于0.78—0.91之间，接近于蛇绿岩中超镁铁质堆积岩的比值（0.7—0.8）（科尔曼，1982）。将收集到的岩体的18个样品化学成分数据进行换算后分别作 $MgO\text{-}FeO\text{-}Na_2O+K_2O$，$MgO\text{-}CaO\text{-}Al_2O_3$ 三角图解及 $FeO/(FeO+MgO)\text{-}SiO_2$ 对图（图1），结果大多数样品落入科尔曼（1982）据世界各地典型蛇绿岩样品所得出的超镁铁堆积岩区内，且靠近变质橄榄岩的区域。岩体中铬铁矿石具明显的方向性，流动构造和韵律特征十分发育，铬尖晶石颗粒较小、自形一半自形，这些特征与世界各地产在显生宙造山带内异地生成的蛇绿岩中的铬铁矿床较为相似。钻探反映岩体向下延伸有限（图2）。上述特征反映出明显的构造侵位特征，岩体上、下的晚侏罗世火山岩表明侵位作用发生在晚侏罗世之后。

分布在莆田的几个基性岩体（岐前、金山、埔尾等）在岩石矿物结构、与围岩的关系等特征上亦反映出构造侵位的性质，其化学成分亦大多落入蛇绿岩套中的镁铁堆积岩区内。泉州桃花山辉长岩体ZK302孔岩芯Rb-Sr金岩等时线年龄为104.9±3.9Ma，$(Sr^{87}/Sr^{86})_0=0.7062\pm0.0001$（图3），反映其原始岩浆物质以幔源成分为主，而所得的

1）福建地质矿产局，1985，长乐-东山构造带地质特征及演化历史的研究。

2）翁世劼，1986，对东南沿海变质带构造属性的讨论，东南沿海大陆边缘地质现场考察学术讨论会论文。

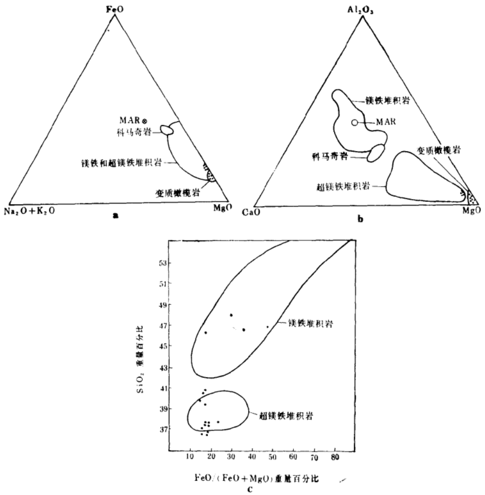


图1 莆田长基岩体18个样品的岩石化学图解

a. MgO-FeO-Na_2O+K_2O 三角图解；b. MgO-CaO-Al_2O_3 三角图解；c. $FeO/(FeO+MgO)$ $-SiO_2$ 对图；MAR：大洋中脊玄武岩的平均成分。化学成分原始数据 自1:20万区调报告和长基岩体综合普查地质报告

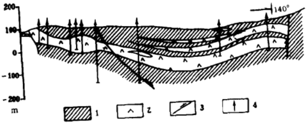


图2 长基超基性岩体B-B′剖面图

1. 晚侏罗世流纹岩；2. 超基性岩体；3. 断层；4. 钻孔

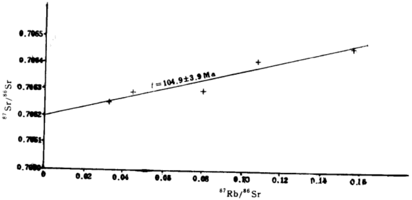


图 3 泉州桃花山岩体 ZK302 孔全岩 Rb-Sr 等时线

年龄值则与发生在构造带东侧的早白垩世构造事件的时间大体一致。

此外，经过深部重力场提取后的剩余布格重力异常图、大地电磁测深、深地震等资料还反映在闽东海域存在一条隐伏的基性-超基性岩带。

(二) 变质作用

由北西往南东方向，构造带中依次出现绿片岩相、低角闪岩相和高角闪岩相带。上述各变质带氧同位素所反映的变质温度分别为 450—550°C 和 600—800°C，170—300°C（谢窦克等，1986）。构造带中白云母片状糜棱岩中多硅白云母 b_0 值 为 8.999Å[1]。作为前进变质作用进一步发展的混合岩化作用、花岗质岩浆作用等现象亦反映了较高的热流背景。

变质岩的岩性包括各种片岩、变粒岩和混合岩。石英片岩-条带状混合岩组合中岩石具频繁交替的沉积韵律和顺层分布的红柱石、石榴子石等特征矿物，并含火山标型矿物锆石，人工重砂发现海底火山喷发成因的火山玻璃（黄辉等，1988），野外露头到处可见残存的沉积韵律，(al-alk)：C 图上样品多落入角斑岩区，这些特征均反映变质原岩主要为海相火山碎屑岩和沉积岩。

对变质作用的研究还表明部分变质岩是在剪切环境中形成的。野外观察变形形成的片理、片麻理在区域上显“S”型弯曲、各新生矿物的优选方位、新生变质矿物条带、混合岩化等均呈“S”型弯曲，且与各自所处的岩石变形片理方位一致。镜下观察可见变质矿物斑晶存在明显的同构造应力作用迹象，如黑云母变晶受力而弯曲、长石双晶的滑动与弯曲、黑云母、石榴石、纤维状硅线石呈与片理一致和定向分布等。受剪切变形的最新时代的地质体为晚侏罗世南园组（J_{3n}）火山岩和侵入其中的同构造二长花岗岩，反映与剪切有关的变质作用最晚发生在晚侏罗世。

1）肖传兴，1986，长乐-南澳断裂带的剪切性和糜棱岩化作用，东南沿海大陆边缘地质现场考察学术讨论会论文摘要。

(三) 构造形变

韧性剪切是构造带中最为醒目的形变特征。据剪切带的性质、产状及时序可分为两组：其一是走向北东，左行，空间上主要分布在滨海地区，后期的构造叠加使其较难被识别。在晋江金井一带宽数公里，长数十公里，变形作用发生在晚侏罗世及以前；其二走向北西，右行、XY 面陡立，露头常见小型剪切面以数十厘米的间隔密集排列，剧烈地段发展成北西向片理带，空间上本期形变从海岸往西至火山岩地区均有发育，它或叠加于第一期形变之上，或发育于 J_{3n} 火山岩中。构造带内 48 个岩组样的分析结果（李声固，1988）亦表明构造带经历了早期近南北向、晚期单向推挤的两期构造应力场的作用。

(四) 同位素年龄

前人对带内各类岩石进行了大量的同位素年龄测定。除了少数早古生代年龄外，绝大部分年龄值落在三个区域内，即 144—198Ma、95—120Ma 和 62—85Ma（图 4）。结合变质作用、构造形变及台湾中生代晚期构造活动特征，作者对这三组年龄值试作如下解释：晋江半岛滨海地区141.9—198Ma的全岩 Rb-Sr 等时线年龄及金门岛花岗片麻岩 164.6±13.8Ma 的年龄，反映了构造带在中生代期间最早的一次构造热事件，从采样岩性结合构造形变特征的分析，这些岩体所代表的是一种同构造的深成花岗岩体，与周围剪切变质地层呈和谐的整合关系；因而这些年龄值具体地反映了中、晚侏罗世期间发生在东南沿海的一次左行平移剪切活动；第二组年龄数据反映的是早白垩世 Aptian-Albian 期发生在台湾海峡西部的俯冲作用的时代，各相应采样岩体的锶同位素初始比值显示岩体为幔源或壳幔源成因；第三组数据则反映了中生代末期发生在台湾中央山脉的俯冲作用对构造带的构造热影响的时代。

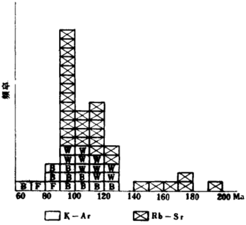


图 4 闽东沿海构造带同位素年龄频率图
B. 黑云母；F. 长石；W. 全岩

(五) 沿海 A 型花岗岩带

A 型花岗岩类系指具有非造山的碱性的和无水的特征的花岗质岩石，它具有特定的构造环境意义，即反映造山带中最后发生的地质事件或造山后张裂作用环境。林瑶民（1987）等通过对构造带中广泛出露的晶洞花岗岩体的地质、岩石矿物学、地球化学及

同位素特征等方面的研究，确定沿构造带分布有一条A型花岗岩带，它在福建境内南起东山、北迄福鼎的沿海均有出露，往北至浙南亦有分布(方大钧等,1987)。这一A型花岗岩带与构造带中I型花岗岩之间具有密切的成因联系，同时还伴有同源的火山岩，形成东南沿海特征的A型花岗岩-I型花岗岩-火山岩"三位一体"的组合(王德滋等，1985)，其中以A型花岗岩的形成为最晚。其代表性岩体如魁岐岩体的年龄为96±4.2Ma，新村岩体为93.4±14.9Ma和97.13±4.65Ma，它们反映的是早白垩世俯冲作用终止时大陆侧的松驰构造环境。

(六) 滨海断裂带

从平潭岛东部40—50m等深线往南西方向延伸至东山岛南缘的兄弟屿和南澎列岛分布着滨海断裂带，该带具有下列特征(刘以宣，1981)：1) 卫星影象上线性形迹清晰，东、西两侧色调明显不同；2) 布格重力异常图上，东侧的海峡地区处于总体呈北东向展布的正重力异常带，而西侧则为正负交替的重力异常梯级带。航磁ΔT图上东侧为高磁异常带，西侧为平缓负磁场异常区。

沿滨海断裂带往北延伸可与东海陆架盆地西缘断裂相连，这一断裂东、西两侧盆地的类型和特征有较大区别。席杰波等(1988)通过对东海的重磁资料的定性分析和定量计算，结合地震、地质资料指出东海陆架盆地西缘断裂为印支—早燕山期活动的左旋平移断裂，通过断裂带的磁力剖面的反演显示其深部存在基性侵入岩。浙东南A型花岗岩带及中生代晚期岩浆活动特征与福建沿海之间的相似性，表明上述两条断裂带可能具相同的成生和演化历史。

二、台湾前第三纪基底演化特征

沿台湾中央山脉东斜坡出露一套长约250km，宽10—30km的变质岩系，变质岩系主要是由片岩、变质石灰岩以及一些零星的片麻岩和角闪岩体组成，在其东部和北部还出露有亲洋的镁铁-超镁铁质火成岩，所有这些变质岩被统称为"大南澳片岩"(颜沧波，1954，1960)。除了中生代晚期87Ma左右的同位素年龄值外，江博明等(1986)在大南澳片岩中获得了1 000—1 700Ma的锆石年龄和506—637Ma的花岗岩和副片麻岩的Sm-Na年龄，后一数据表明花岗岩的母岩是在晚前寒武纪从地幔中析出。由于在灰岩中发现了变形的二叠纪䗴科化石，故一般将"大南澳片岩"的时代定为晚古生代—中生代。以寿丰断层为界，在这套片岩中又划分出两个主要的构造变质带，即太鲁阁带和玉里带。目前对太鲁阁带和玉里带最普遍的解释就是视其为与俯冲作用有关的一组双变质带(颜沧波，1963；毕庆昌，1974；Ernst，1982)。玉里带中的蓝闪石片岩、角闪片岩及蛇纹石化的橄榄岩已被证明是外来岩块，这些外来岩块是在俯冲作用中作为混杂岩中的外来岩块而被带进来的，它们和玉里带中其它变质岩的原岩早在中生代晚期发生俯冲变质作用(高压低温变质作用)之前就已位于玉里带之中(何春荪，1982；刘忠光等，1984)。

因此，中生代晚期台湾中央山脉地区呈现的是这样一幅构造格局：洋侧的已蛇纹岩化的橄榄岩侵入于海沟泥质岩构成的高压低温变质带(玉里带)，陆侧为钙碱性的侵入岩

和高温低压变质带（太鲁阁带）；深海盆地泥质岩和含有洋底镁铁质-超镁铁质岩石成分的外来岩块所构成的混杂堆积在晚白垩世遭受了高压低温变质作用，玉里带的蓝片岩和绿帘石角闪岩相组合在此时形成；陆侧的太鲁阁带局部混合岩化并部分熔融，遭受区域性的绿片岩相至角闪岩相的岛弧变质作用及局部的围岩热液递进变质作用，伴随晚白垩世钙碱性花岗岩类的侵位。中新世（8—14Ma）发生在台东纵谷的大陆-岛弧碰撞作用，使上述两带的岩石普遍重结晶，同时使第三纪沉积盖层构成向西倾的叠瓦状逆冲断层和褶皱带，台湾北部大陆岩石圈因此而沿水平方向缩短了160—200km（何春荪，1982），这些后期构造事件影响了对中央山脉中生代板块活动史的详细恢复。

另一个见有前第三纪基底的地点是台湾西部地区。北港基底高区有四口钻井揭示为玢岩、深灰-灰绿色砂岩和页岩。在佳里一号井见厚达803m的深灰-淡棕色块状结晶灰岩，据岩性对比将其划为石炭—二叠纪，而原振维等（1984）据碎屑锆石中的核裂变径迹定为144—266Ma。此外，在澎湖地区有七口井发现白垩系，岩性为长石砂岩、硬砂岩、页岩夹结晶灰岩、鲕状灰岩、白云质泥灰岩、酸性熔岩及其碎屑岩。其中页岩含中白垩世的瓣鳃类、菊石和超微化石，已揭露最大厚度可达959m。台澎地区与浙闽地区中生代地质特征的不同还表现在：浙闽中生代火山岩系几乎全为陆相喷出，熔岩和碎屑岩为其主要组成部分，含淡水瓣鳃类和植物化石；台澎地区火山岩系则仅以夹层形式产出在海相侏罗—白垩系中，示两者其时分属不同的构造单元。

三、构造演化

根据以上讨论及分析，作者提出闽东沿海构造带在中生代经历了以下三个主要构造演化阶段（图5）。

侏罗纪剪切阶段　这一阶段主要表现为沿具有左旋平移性质的一系列NNE断裂而发生的巨大剪切作用。这一作用除了造成构造带第一期近南北向的韧性剪切变形外，还由于剪切加热作用使熔点低的长英质组分活化，形成广泛的剪切变质、混合岩化与剪切重熔，重熔的结果就是带内同构造花岗岩及火山岩的形成。构造带中介于141—198Ma之间的同位素年龄值以及早白垩世石帽山群（K_1sh）未受剪切作用影响等事实有力地证实了这一推论。构造带向东侧海域仍有延伸，反映剪切作用是沿一个较宽的带进行的。

早白垩世俯冲作用　自距今120Ma以前开始，库拉板块的移动方向由北转向西（Charvet *et al.*，1985）。与此相应，闽东沿海构造带东侧的台湾海峡地区在Aptian-Albian期发生了一次俯冲作用。构造带中的I型花岗岩、以基性-超基性岩为代表的残余洋壳、高温中压变质作用、第二期构造形变以及120—95Ma间的同位素年龄值均与这一俯冲作用有关。福建省白垩纪岩浆岩的Nd-Sr同位素所反映的自西而东幔源成分逐渐增加的特征（黄萱等，1986）、闽西中生代前陆褶皱和逆冲带的第二期自西向东的逆冲作用[1]等亦与此俯冲作用具密切的成因联系。此外，这一俯冲作用除了产生I型花岗岩和低的$(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$值的火山岩外，还通过其伴生的强烈挤压作用使东南沿海地区

1）周祖翼，1989，福建晚古生代—中生代大陆边缘构造演化，同济大学博士学位论文。

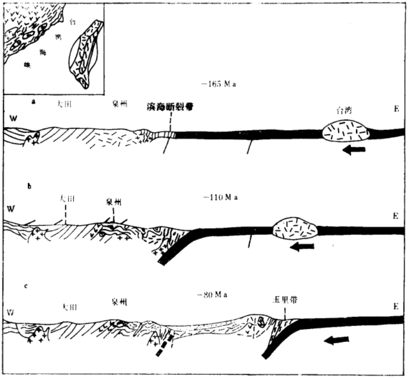


图5 闽东—台湾地区中生代构造演化示意图

的基底拆离带及先存的陆内断裂产生挤压剪切重熔作用，使各地块之间产生拉剪、压剪、平移等活动而产生岩浆活动，它们与前一阶段的同构造花岗岩、"泄漏"型火山岩一起构成了东南沿海醒目的晚侏罗世—早白垩世岩浆活动。俯冲作用终止后陆侧的松驰构造环境形成了晚白垩世沿海A型花岗岩带。由于缺乏构造带东侧海域的详细的地质，地球物理资料，作者据目前认识水平所推测的大致沿现代海域40—50m等深线展布的俯冲带主体位置尚待进一步证实。

晚白垩世改造阶段　发生在台湾中央山脉地区的白垩纪晚期(87Ma)的俯冲作用引起了闽东沿海构造带内岩石再次经受构造热事件作用，构造带内介于62—84Ma的K-Ar年龄值即是这一改造作用的具体反映之一。同一时期，由于新特提斯洋壳的关闭而引起的中国东部大陆边缘沿一系列北西西向断裂向太平洋方向的蠕散扩张（朱夏等，1982）受到了这一俯冲作用的抑制，从而削弱了福建和台湾海峡地区这一时期的拉张作用。

综上所述，闽东沿海构造带及其毗邻的台湾海峡地区在中生代期间是一个强烈活动的地区。经历了侏罗纪剪切、早白垩世俯冲和晚白垩世改造三个阶段的构造作用。距今110Ma以前，台湾纵谷以西才开始构成欧亚板块大陆边缘的一部分。

江山-绍兴断裂带

一

横贯浙江北部的江山-绍兴断裂带（以下简称江绍断裂带）由大致平行的两条北东向断裂组成（图1）。长期以来，人们将它作为扬子块体和华夏古陆或华南块体的分界线。断裂带之西北出露在浙东会稽山南侧和龙门山两侧的为江南古陆的基底岩系，即前震旦系双溪坞群浅变质钙碱系列中基性—酸性火山碎屑岩及熔岩。其上为晚元古代（早震旦世）骆家门组碎屑类复理石建造所不整合覆盖（即“神功运动”）（劳秋元，1980）。断裂带之东南出露的为与双溪坞群年代相近或更老的陈蔡群变质岩系。其上直接不整合覆盖着中生代地层。陈蔡群按岩性可分为下部黑云母片麻岩类和上部变粒岩类夹大理岩。夹于上述两条大致平行的北东向断裂之间断裂带内部的岩石相当复杂。其西南段（诸暨桐树林—璜山）出露的主要岩性为由基性火山岩变质而成的绿片岩，並因后期断裂活动而成为糜棱岩，深成侵位的闪长岩-石英闪长岩（即璜山石英闪长岩）和包含于其中的镁铁-超镁铁岩岩体。后者与闪长岩间为递变关系，是闪长岩发生分异，基性组分集中的产物。东北段（绍兴平水一带）出露的主要岩性为与上述相同的绿片岩（糜棱岩），东半侧还见白云母石英片岩和长石石英片岩。整个断裂带中，特别是西南段，广泛发育有糜棱岩。对于此糜棱岩，过去一般都将其归为双溪坞群，然而其岩石化学成分更偏基性，而东北段白云母片岩往南还见于诸暨枫桥一带。作者推测上述两类岩石很可能是龙泉群的组成部分。

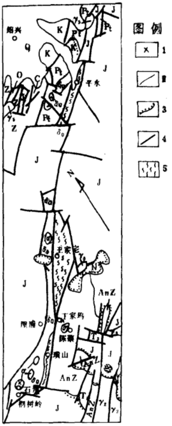


图1　江绍断裂绍兴—诸暨段地质简图

γ_5　中生代花岗岩类；σ　晋宁期超镁铁岩；γ_2　晋宁期花岗岩类；Pt　中元古界双溪坞群；δ_0　晋宁期闪长岩、石英闪长岩；AnZ　前震旦系陈蔡群　1. 采样位置；2. 地层界线；3. 地层不整合界线；4. 断裂；5. 糜棱岩

断裂带的产状在地表呈陡倾斜状，近于直立。根据航磁延拓资料，产状向深部逐渐变为倾向东南，倾斜也逐渐变缓。重力延拓资料反映断裂带愈往深处，位置愈向东移，说明与航磁资料解释结果是一致的。

断裂带内岩石的变形主要为柔性变形。故整个断裂带可视为一韧性剪切带，全带广泛发育糜棱岩。应变强度由西北向东南逐渐增强，但由于局部应力集中，造成了糜棱岩的韵律结构。此外，断裂带内少有较大的断裂。随着糜棱岩化和断裂变质作用，带内还发育有不同程度的混合岩化作用，如闪长岩中即可见注入之钾微斜长石。

江绍断裂带内的岩石及其两侧古老岩层的同位素年龄已有大量报道和评述（水涛等，1986；水涛，1987；徐步台，1987）。但由于对不同测试方法、测试对象所取得的结果，不同作者分别作出了不同的地质解释，从而造成了对江绍断裂带的演化以及与之相关联的华夏古陆的性质问题的分歧意思。总的说来，对于这里我们所讨论的诸暨、陈蔡和遂昌、大柘等地的陈蔡群，多数研究者认为其年龄值应大于 1 400Ma，时代属中—早元古代。断裂带西北的双溪坞群虽然目前已知的最大年龄值仅 705—766Ma[1)]，但根据其地层层位，对比邻省赣东北相当地层——双桥山群中在德兴和德安分别已测得 Rb-Sr 全岩等时线年龄为 1 401 和 1 515Ma[2)]。故其地层时代应属中元古代。断裂带内的岩石已测得的同位素年龄值较少。石角岩体的超镁铁岩 K-Ar 年龄角闪石为 844Ma（徐步台，1987），辉石为 892Ma（水涛，1987）。石英闪长岩 K-Ar 等时线年龄为 698Ma（徐步台，1987），K-Ar 年龄为 749Ma。另据报道，浙江省丽水地质队新近在龙泉地区测得了龙泉群的 Rb-Sr 年龄值为 717.8Ma，说明龙泉群的时代可能为早震旦世。

显然，这里选列的同位素年龄值不能代表一致的意见。为了对江绍断裂带的演化作出更有说服力的解释，故作者选用了 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 快中子活化定年技术（简称 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 法）进行测定，并利用其结果对上述问题再次进行探讨。

二

由于 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 法可以获得一条被测矿物的 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 阶段加热年龄谱，根据它不仅能求得该矿物的结晶年龄，同时还能追溯它在结晶后所遭受过的热事件的历史。因此此方法对研究地质体的构造演化具独有的优越性。这次测定了两个样品，即 JZ-3 角闪石和 JZ2-3 角闪石。其特征分别简述如下：JZ-3 角闪石样品采自石角岩体北侧的辉石角闪岩。薄片中岩石主要由单斜辉石和普通角闪石组成，均呈近等粒状。除见少量次生绿泥石外，未见蛇纹石化、片理化等现象，说明岩石基本未遭变质。JZ2-3 角闪石样品采自陈蔡、丁家坞陈蔡群上部近底处的黑云斜长角闪岩，岩石在薄片中呈条带状。浅色矿物条带由石英及斜长石、钾微斜长石组成。暗色矿物条带则分别主要由角闪石或黑云母组成。角闪石晶粒粗大，为变斑晶，少数已退变质为绿泥石，其中均包裹有多量的石英、钾微斜长石细小颗粒，多呈滚圆状。这些特征说明此黑云斜长角闪岩是由沉积碎屑岩变质而成，其角闪石为变质作用生成的变斑晶。

表 1 为两样品的测定结果。据此绘制了 JZ-3 角闪石的年龄谱（图 2）。谱中高温阶段构成一完好的坪，由 1 000°C 和 1 150°C 两个加热阶段组成。$^{40}Ar/^{39}Ar$ 加权坪年龄

1）张健康，1986，论江山-绍兴断裂带的大地构造属性（摘要），江绍断裂现场考察学术讨论会论文。

2）杨明桂等，1987，华南中晚元古代地层划分、沉积建造特征及其地壳构造演化（摘要），华南元古宙地壳演化与成矿作用学术讨论会论文。

表 1　JZ-3 和 JZ2-3 角闪石氩同位素数据

加热温度(°C)	$\left(\frac{^{40}Ar}{^{39}Ar}\right)_m$	$\left(\frac{^{36}Ar}{^{39}Ar}\right)_m$	$\left(\frac{^{37}Ar}{^{39}Ar}\right)_m$	^{39}Ar (10^{-13}mol)	^{39}Ar (%)	$\frac{^{40}Ar^*}{^{39}Ar}$	t(Ma)
JZ-3角闪石				J=0.01239		W=0.3g	
600	384.1	0.980	10.95	0.58	0.7	95.5±3.8	1 408±41
720	102.4	0.129	4.42	1.44	1.66	64.8±1	1 062.8±15
850	27.83	0.042	11.69	2.89	3.30	15.9±0.3	322.3±6
1 000	49.79	0.009	8.82	28.2	32.6	47.8±0.5	839.8±10
1 150	47.56	0.006	11.11	52.0	60.3	46.9±0.5	826.1±9
1 420	52.42	0.069	11.93	1.35	1.49	33.5±0.5	626.9±10
			$^{40}Ar/^{39}Ar$ 坪年龄=832.2±6.8Ma				
JZ2-3角闪石				J=0.01239		W=0.3g	
600	195.9	0.313	14.21	0.37	0.7	105.9±2	1 508±22
780	86.5	0.117	8.06	1.18	2.17	52.6±9	904.8±14
920	41.4	0.042	9.68	1.37	2.52	29.9±0.4	567.7±8
1 050	52.3	0.053	18.40	1.75	3.22	38.6±0.5	704.5±9
1 180	48.8	0.005	7.89	46.6	53.7	48.1±0.5	843.1±10
1 300	49.1	0.008	8.06	15.7	28.8	47.4±0.5	833.6±10
1 450	54.4	0.192	8.93	4.84	8.89	49.8±0.5	866.4±10
			$^{40}Ar/^{39}Ar$ 坪年龄=844.7±9.7Ma				

分析者：中国科学院地质研究所同位素地质研究室 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 定年实验室。

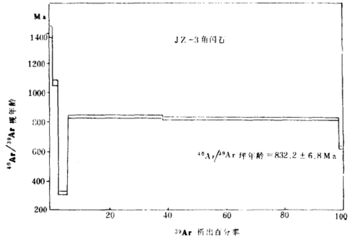


图 2　JZ-3 角闪石 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 阶段加热年龄谱，图中线段宽度大小表示误差大小

(WPA) 为 832.2±6.8Ma。此两阶段 ^{39}Ar 析出量达 ^{39}Ar 总量的 92.9%。根据辉石角闪岩为岩浆深成侵位成因，且基本上未遭变质，说明此坪年龄即代表角闪石从岩浆中结晶析出的年代。从年龄谱上还可见自角闪石结晶析出后，再未发生过任何新的、能够影响片辉石角闪岩的热事件。同样绘制的 JZ2-3 角闪石的年龄谱（图 3）也在高温阶段构

成一完好的坪，由1 180，1 300和1 450°C三加热阶段组成。^{40}Ar–^{39}Ar加权坪年龄为844.7±9.7Ma。三个阶段^{39}Ar的析出量占^{39}Ar总量的91.4%。鉴于样品角闪石系黑云斜长角闪岩中之变斑晶，母岩为陈蔡群区域变质副片麻岩类。采样层位大致和以往测得1 438Ma的锆石U-Pb年龄样的层位相同（水涛，1987）。再者，JZ2-3角闪石和JZ-3角闪石的年龄谱基本相同。据此说明JZ2-3角闪石即为上述含超镁铁岩体的闪长岩侵入热变质作用形成的变斑晶。从年龄谱上还同样可看出，以后也再未经受过新的重要热事件的影响。应当指出，这里所说的不存在重要的后期热事件是仅就角闪石而言的。而过去在陈蔡群中测得的不少显然反映后期热事件的年轻的K-Ar年龄值，绝大多数都是根据对云母（主要是白云母）的测定而得的。故只能反映温度较低的、可影响云母类矿物而不能影响角闪石导致$^{40}Ar^*$逸失的后期热事件。当然就不会在角闪石的年龄谱中有所反映了。

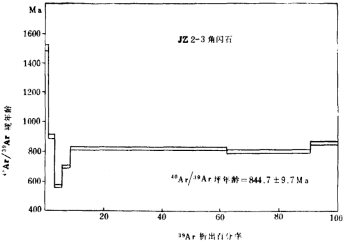


图3 JZ2-3角闪石$^{40}Ar/^{39}Ar$阶段加热年龄谱，图中线段宽度大小表示误差大小

三

对江绍断裂带的大地构造性质有着各种不同的认识。早期只是简单地认为它是一条深大断裂，分开了扬子块体和华夏古陆或华南块体。以后按板块构造理论，基于华南块体沿着它闭合，就认为它是一条该时期的古海沟俯冲带。1986年为此还召开了专题学术讨论会。现在归纳起来主要看法有两种：1）张健康等认为现今的江绍断裂带所在之处在“神功时期”（1 000—1 400Ma）乃是位于扬子古陆东南前缘的一未完全成熟的岛弧，它两侧的古陆可能于“早晋宁时期”（900Ma）在江山—绍兴一线之东南发生聚合。以后到“晚晋宁时期”（800—850Ma）才形成江绍断裂带[1]；2）水涛等认为江绍断裂带代表华夏古陆与江南古陆相向碰撞的对接带（水涛等，1986；水涛，1987），并推定其碰

1）同第328页脚注1）。

撞对接的时间为“早晋宁时期”(900—1 000Ma)。

作者根据对江绍断裂带构造、岩石的研究，结合新获的 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 快中子活化定年资料，认为它既非为一岛弧带，亦非两大古陆的对接带，而是一条伴随晋宁运动(950—850Ma)的复杂的地体接合带。

根据目前的资料，中国东南沿海区在晋宁运动前中元古代时为一广阔的大洋区。沿浙东会稽山南侧和龙门山分布的双溪坞群钙碱性火山岩系代表了当时存在于大洋中的火山岛弧，为一火山岛弧地体。而赣东北和皖南的双桥山群和上溪群中所含的枕状细碧岩则为弧后边缘海的形成物，构成一边缘海盆地地体。上述两地体处在西北方的同一大洋板块之上，此板块的东南前沿是否存在海沟俯冲带，目前尚无证据。其东南方则为另一大洋板块，陈蔡群就散布在此板块的大洋壳之上，这是一些小块的趋于上浮的地体，由陆壳性质的岩石组成，可能和现代印度洋板块中的塞舌耳群岛相类似。在 950—850Ma 前当两大洋板块发生相对漂移並最终相遇时，位在它们上面的不同地体可以拼贴、增生或碰撞等不同方式互相接合，此接合带就是初始的江绍断裂带。

由于两大洋板块上性质不同的地体互相接合，故接合带各段的接合方式不一定同一，而可具有一定的复杂性。西南段(诸暨桐树林—璜山段)当两地体相遇接合后，沿接合带主要发生深位韧性剪切，形成发育的糜棱岩带。其糜棱岩为形成于 10km 以下深处的火成糜棱岩[1)]。接合的同时发生闪长岩、石英闪长岩和含在其中的超镁铁岩的侵位，此侵入岩一方面焊接了两地体，並在韧性剪切过程中形成火成糜棱岩，同时通过热流上侵而影响到近侧的陈蔡群岩石使之变质，形成黑云母斜长角闪岩並结晶出角闪石变斑晶，从而造成 JZ-3 和 JZ2-3 角闪石有基本一致的 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄谱特征及坪年龄。故反映了同一次热事件，即伴随两地体接合的闪长岩和其中的超镁铁岩侵位事件的产物。坪年龄值还说明此事件发生在晋宁期。东北段(绍兴平水一带)的接合方式则以两地体的碰撞为主，此段东部的白云母石英片岩，长石石英片岩已发生强烈的变形，岩层直立，形成紧闭褶曲，可能即由碰撞挤压所致。此外东北段也存在深位韧性剪切的糜棱岩带，但其发育程度远逊于西南段。

上述地体接合带无论是在拼贴段还是在碰撞段中都未发现确切的代表洋壳残块的岩石。同时根据上述断裂带内的侵入岩和火成糜棱岩原始侵位深度在地壳的中下部的 10km 以下。因此推断，当东南方的大洋板块负载着陈蔡群等陆壳岩石组成的地体漂移並和西北方负载着双溪坞群岛弧地体的大洋板块相接合时，至少在东南方的板块没有沿着软流圈解耦並俯冲潜没于西北方的板块之下，而是沿着地壳的中下部 10km 以下的某一个面解耦，亦即在陆壳性质的陈蔡群之下解耦，形成地体，漂移並最后发生接合。故在接合带中未出现洋壳的残块。

加里东运动对江绍断裂带的影响，断裂带内尚无岩石同位素年龄的证据。两侧附近的双溪坞群及陈蔡群中虽有不少属于此期的年龄值，但都是 K-Ar 年龄值，很难以此为据。然而在邻区却有着确切的证据：如赣北的九岭岩体，按最近 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 测年结果，认为其早期侵位年龄为 937Ma，然后在 501Ma 经过一次重要的热事件(胡世玲等，1985)，

---

1) 陈建国等，1987，诸暨超镁铁球状岩的发现及其对认识江绍断裂带的意义(摘要)华南元古宙地壳演化与成矿作用学术讨论会论文。

代表早期加里东运动。闽北侵入麻源群的伟晶岩的白云母有 491.8Ma 的 K-Ar 年龄值（福建省地质矿产局，1985），也应当是加里东运动的表现。

江绍断裂带演化史中的另一个重要时期是印支—燕山期。断裂带以东附近镇海澥浦晚三叠—早侏罗世地层的砂岩、黑色页岩和碳质页岩受到热动力变质的影响，岩层褶皱相当强烈，砂岩发生片理化，页岩变质成为千枚岩。附近还有混合花岗岩。这可能就是印支—早燕山期北东向断裂变质活动的结果。燕山期构造运动早期主要表现为大规模的推覆。地震测量剖面表明断裂带两侧玄武岩层顶面深度相差约 2km，西北深，东南浅。再按照上述航磁、重力资料所推定的断裂带产状，说明在断裂带东南侧存在由东南向西北的推覆。而在邻近断裂带的西北侧，钻孔证实双溪坞群覆盖在后期中酸性侵入杂岩体之上，说明还可能存在由西北向东南的推覆。由于卷入的地层已包括晚侏罗—早白垩世的火山岩，故推定推覆作用的时间为燕山中、晚期。最近邻区不断发现与陈蔡群相当的变质岩系被推至二叠系或侏罗系之上，上海的金山群和镇江的埤城群被推至晚侏罗—早白垩世火山岩之上，看来都是同一期推覆运动的结果。晚燕山运动则主要表现为拉张作用，形成晚白垩—早第三纪的红色盆地。

四

通过对江绍断裂带演化史的了解可进一步分析我国东南地区晚前寒武纪时的古地理、古构造特征。中元古代时，现今江绍断裂带所在一线的西北，东南两方（具体位置目前无法确定）分别为两个不同的大洋板块。西北方大洋板块的东南前缘有着一列由双溪坞群钙碱火山岩系所组成的火山岛弧，弧后则为碎屑复理石沉积，其中夹含海底喷发枕状细碧岩，代表边缘海盆地形成物，到晋宁运动后，上述中元古代的沉积-火山岩系褶皱形成扬子块体的基底，震旦纪开始沉积稳定类型的地台沉积物。而本区范围内的“江南古陆”则要晚到加里东运动后才露出水面成为陆地。东南方的大洋板块中，存在有几类不同地质年代和组成的洋底高地，即地体。首先是陈蔡群变质地体，其特征是整个地体由具陆壳岩石性质的前震旦系中深变质岩所组成。上面直接覆盖中生界或新生界，故说明它们在晋宁期时，可能已是露出水面的古岛屿。这类古岛屿除存在于诸暨陈蔡外，还见于遂昌等地。其次是浙南龙泉—闽北建瓯地区的变质地体，这里陈蔡群和麻源群之上分别还有时代大致为早震旦世的龙泉群和吴墩群（或龙北溪组）。后者是一套中深变质的浊积岩和基性海底火山喷发岩系，在闽北接着还沉积有浅变质的震旦系和下古生界。再就是闽西—赣东南地区的变质地体，它是由浅变质的震旦系和下古生界所组成。上述两类变质地体都要到加里东运动后才褶皱隆起成陆，其上不整合覆盖泥盆系陆相磨拉石。最后是上海—苏南地区的变质地体，它们也是由与陈蔡群相当的中深变质的金山群、埤城群组成，其地质年代分别为 1 123Ma[1] 和 1 771Ma[2]。上覆地层为基本未变质的扬子地台型震旦系。故说明此变质地体在晋宁运动后即已增生到扬子地台之上，联成了一体。此变质地体之所以达到现今的位置，作者认为除了由于上述自东南向西北的推

1）许保桐，1987，上海前震旦纪地层时代的鉴定，上海地质，第 3 期。
2）闵庆魁，1986，宁镇山脉发现前震旦系变质岩系及其埤城群的建立，江苏区测，第 1 期。

覆外，更可能由于沿后期北西向断裂的左行平移的结果。

总之，作者认为前寒武纪统一的华夏古陆是不存在的，现今江绍断裂带东南方的东南沿海地区基底构造格架在不同时期其特征是不相同的。晋宁期时，在广阔的大洋内存在若干小范围的火山岛弧和洋底高地（即不同的地体）。晋宁运动后，随着两个大洋板块上的地体的接合，形成江绍断裂带。此时，其东南的陈蔡、遂昌等洋底高地可能就已露出水面成为岛屿，上海—苏南地区的洋底高地也增生到了扬子地台之上，两者联成一体。而浙南、闽北和闽西的洋底高地则要到加里东运动后才褶皱隆起成陆，形成“华夏古陆”并和扬子块体合并成为一体。

郯庐断裂以东华北块体和扬子块体拼合带

华北块体和扬子块体的拼合界线多年来一直是我国地质界所争论的重大地质问题之一，该界线在郯庐断裂以西似乎已有较为充分的证据（黄汲清等，1977）并基本上已被地质界所接受，但经郯庐断裂转换后，其去向则是众说纷纭（杨志坚等，1983，刘星利，1983，徐嘉伟，1978，王致本，1985；蔡乾忠，1989）作者借鉴前人的研究经验，并根据新的地质证据，对青岛-五莲断裂带进行了地质、地球物理的综合研究，认为青岛-五莲断裂带即为郯庐断裂以东，华北块体与扬子块体的地表拼合线。

青岛-五莲断裂带位于胶南隆起北部，北东东延伸，西为郯庐断裂所截，北与胶莱拗陷为邻，向东潜入南黄海（图1）。

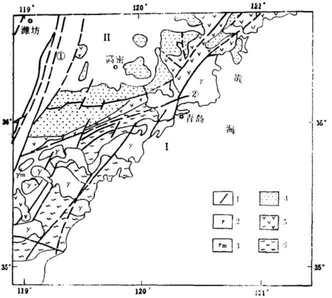


图1　研究区地质构造略图

I. 胶南隆起；II. 胶莱拗陷；①郯庐断裂带；②青岛-五莲断裂带；1. 断裂构造；2. 花岗岩；3. 混合花岗岩 4. 中生代沉积岩；5. 中生代火山岩；6. 元古宙地层

本区主要出露两大套地层：胶莱拗陷以中生代沉积为主，下部莱阳组（J_3l）为一套河湖、磨拉石沉积，其上为青山组（K_1q）火山碎屑岩，王氏组（K_2w）为一套陆相碎屑岩沉积；胶南隆起为一套元古代变质岩地层，胶南群（Ptj）以变粒岩、片麻岩和片岩为主，主要分布于隆起的中部和北部。五莲群以大理岩、变粒岩、片麻岩为主夹碳质板岩、片岩、沿青岛-五莲断裂带分布，并与胶南群和拗陷的中生代沉积岩呈断裂接触。

该区岩浆作用强烈，胶莱坳陷以大规模的燕山期火山岩为主，胶南隆起广泛分布着中酸性侵入岩。

一、拼合带的地质证据

（一）高温高压变质带

双变质带的概念在很长一段时间内被认为是本区寻找古板块缝合带的有力依据，然而由于双变质带本身被赋予了特定的构造含意，因此在断言某一地区具双变质带时，必须考虑到时空的整体概念（Matsuda *et al.*，1977）。此外，事实证明块体的拼合并不仅以现今太平洋式的俯冲进行，尤其在古板块的拼合过程中，往往以一边的仰冲而告终。

作者对胶南隆起进行了野外考察和室内研究之后认为，此处并不存在双变质带，但的确存在着高温高压变质作用，由于高温高压环境共存于同一空间单元，作者将其称为"高温高压变质带"。大量资料表明，胶南隆起北部地层受到强烈挤压的同时，伴有高温变质作用，沿青岛-五莲断裂带尤为明显，主要表现为代表高温高压环境的岩石矿物共存于这一变质带中，如：红柱石、刚玉、多硅白云母、矽线石、蓝晶石，石墨等等，并且岩石挤压褶皱剧烈，高温退变质作用显著，中酸性岩浆岩遍布，所有这一些形成一个热动力强烈变质带。

断裂带东北部，胶南县姜家屯一石灰窑一带，五莲群（大理岩、灰岩）地层强烈挤压变形，形成一系列走向北东向的逆掩断层，断裂带内灰岩发生塑性柔皱，旁侧岩石由于动力作用而明显片理化。燕山期花岗岩沿断裂带侵入，由于热力作用岩石普遍发生退变质作用。

五莲县东北，胶南隆起与胶莱坳陷交接处之胶南隆起一侧，五莲群地层发育红柱石、蓝晶石矿并含矽线石，这种矿物组合恰好反映热动力变质效应。

胶南隆起西北缘，桃林白云母矿，样品经定向切片 X 射线衍射，鉴定为多硅白云母，$b_0=9.154$。尽管白云母在低温高压下较为稳定，但亦常存在于中—高温、高压环境中（应育浦等，1980)，此处多硅白云母为中一高温矿床[1]。

胶南隆起西北缘许孟地区，五莲群地层褶皱发育，具一系列北东—北东东挤压破碎带，并发育刚玉矿化带，含刚玉母岩片理化程度高，透镜体发育。刚玉为高温高压作用形成的矿物，并且在深部形成后，须经过快速上升至地表才能得以保存(Петров，1981)。

综上所述，胶南隆起北缘及青岛-五莲断裂带为一高温高压变质带，并且经过剧烈的热动力变质作用后被迅速而强烈地抬升。

（二）韧性剪切带

韧性剪切是深层次断裂的应变方式，糜棱岩则是韧性剪切变形带的物质表现。近年来许多被认为是区域变质或混合岩化的变质岩区，经过重新仔细鉴定发现是强烈的韧性

1）山东省地质局区域地质调查队，1982，日照幅 1:20 万区域地质调查报告（矿产报告部分）。

剪切所形成的糜棱岩体。

作者对胶南隆起西北缘，桑园街北部的混合花岗岩（γ_m）[1]进行了考察和研究，发现为一韧性剪切强烈的柔性变形带，并有大片糜棱岩分布。

“γ_m”（见图1）与莱阳组地层局部呈不整合接触，亦可见挤压破碎带及冲断带。岩体外缘混合花岗岩中夹有大量的五莲群变质岩，岩石被交代挤压形成无根钩状构造。岩体内部具有强烈的柔皱现象，岩石似流动构造明显，显示出极其强烈的塑性变形及韧性剪切。

“γ_m”镜下鉴定具明显的糜棱结构为花岗质糜棱岩：石英、长石被剪成细小颗粒，具碎斑结构，石英斑晶具波状消光，矿物颗粒明显定向排引，颗粒沿排列方向拉长形成条带状，石英亚颗粒极为发育，古剪应力值为1 028 bar。

事实证明，带状分布的“γ_m”为一韧性剪切带，强烈片理化的所谓混合花岗岩实为糜棱岩出露带。它是断裂剪切运动造成的应变强化带，属Ramsay巨型断裂带的深部相，现今出露地表则是由于后期构造运动的强烈抬升，上部地层被剥失殆尽所致。

沿五莲县城西北公路10km处，发现与“γ_m”相似的混合花岗岩，呈北东东走向分布，从岩性、野外延伸及构造分析，该混合岩体很可能是“γ_m”的延伸部分。另外，现已查明沿青岛-五莲断裂带均有糜棱岩发育，而糜棱岩的出露部位则是青岛-五莲断裂带的主干断裂所在。

（三）广泛分布的火成岩的成因

胶南隆起分布着众多的火成岩，它们与隆起的构造格局存在一定的相关性，因此其成因决不是孤立的，必与一定的物质基础和构造背景相一致。

隆起区主要可分为两种岩浆岩：S型岩浆岩和I型岩浆岩。S型岩浆岩体规模不等，大者可达上千平方公里，岩体的岩性和产状与围岩相协调，中间的混合岩或混合花岗岩相过渡，岩石发育片麻状构造和各种交代构造，岩体的延伸方向与青岛-五莲断裂带相一致、锶同位素比值 $^{87}Sr/^{86}Sr > 0.710$。S型岩浆岩的广布，证明地壳深部某一层次曾有过壳源型岩浆源的存在，这种岩浆源可能是由于地壳在应力作用下，壳内岩层发生相对剪切运动，产生大量的热量、致使局部地壳熔融。熔融的岩浆岩沿剪切滑动面分布。

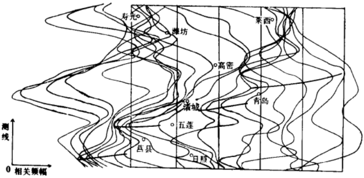
局部I型岩浆岩规模较小，主要受控于几组断裂的交汇部位。如沿北北东向青岛-日照断裂分布的小岩体。其成因是：后期强烈的水平剪切形成北北东断裂，它们与北东东断裂交汇，切割深度大，且形成一种拉张环境，深源性物质沿断裂通道上涌分异，形成小规模的I型岩体。

（四）断裂组合关系及活动时限

由于后期构造作用的叠加和影响，野外很难辩认出青岛-五莲断裂带的主干断裂具体位置所在，因此采用重力相关分析法对青岛-五莲断裂带的位置和延伸方向进行了识别

1）同第335页脚注。

(图2，3)。



2 零度重力异常相关分析图

零度测线相关分析主要反映近东西向的构造：青岛-五莲断裂带实际上为一系列近东西向的相互错开的断裂组成（总体上构成北东东断裂带）。90°转角相关分析反映近南北向的浅状构造，实际上为一系列"新华夏系"断裂。综合零度与90°相关分析：青岛-五莲断裂带早期为一近东西向断裂、后期被北北东断裂错成数段、整体反映为北东东断裂。

青岛-五莲断裂带的活动是多期的，但主要活动期为华力西-印支期，燕山期活动仍在进行，其主要依据为：

"γ_m"中央柔性变形强烈的岩石样品，K-Ar稀释法年龄测定为358.6Ma(由江苏地矿局，测试中心承做)，该年龄反映的是早期深部断裂柔性变形时的岩石变质年龄。胶南地区200Ma左右发生普遍的区域动力变质作用[1]，郯庐断裂此时也表现为强烈的活动，本区的北北东断裂受控于郯庐断裂也主要形成于这一时期，由于北北东断裂的切割形成大量的中生代燕山期花岗岩，同时又进一步加剧了青岛-五莲断裂带的构造活动，使隆起继续抬升，糜棱岩广布。

青岛-五莲断裂带既被莱阳组地层所覆盖，而其主要片段又切割了莱阳组地层，且胶莱拗陷南缘莱阳组地层褶皱发育，并出现由南向北的逆冲断层，说明中生代的活动是多期的，并且活动方式仍以由南向北的挤压推掩为主。

二、拼合带的地球物理证据

（一）区域重磁场特征

胶南隆起为重力低值区，异常形态近似呈长轴北东东走向的椭圆形，异常变化平缓，隆起轮廓基本上与15mGal等值线一致。由边缘向隆起中央异常值变小，最低值为0mGal。磁力异常在胶南隆起为高值区，异常总体走向为北东东、隆起上具近东西向展布的短轴椭

1）同第335页脚注。

圆状局部异常、磁场值一般为100—250nT，也可见负磁力异常零星出现，幅值在－50—0nT。

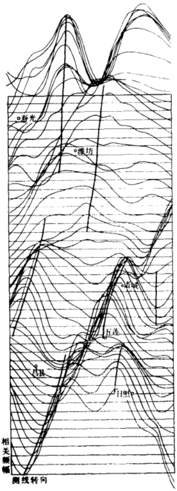


图3 90°重力异常相关分析图

表1 胶南隆起与胶莱坳陷岩石物性参数表

时代 \ 项目	岩性	密度(g/cm³)平均值	磁化率(×10⁻⁶ CGSM)常见值
中生代—晚古生代	沉积岩	2.54	0—1 000
	火成岩	2.64	500—8 000
元古宙	变质岩	2.74	微弱
	火成岩	2.76	微弱

胶莱坳陷与胶南隆起异常特征相反，它为重力异常升高区，异常与盆地形态一致。

磁力异常在胶莱拗陷表现为低值区，主要为北东东向延伸的负异常区、在－100—－50nT的背景上具有局部跳跃较强的异常。

青岛-五莲断裂带在磁力异常平面图上为一梯级带，隆起北缘 0nT 等值线基本上与断裂带延伸走向相吻合，沿断裂带有一系列负异常形成串珠状磁力异常。该断裂带在布格重力异常图上也为一重力异常梯度带，并且重磁梯度带具有较好的对应位置。

重磁场特征不仅与地质构造有关，也决定于岩石的物性参数，胶南隆起与胶莱拗陷的主要岩石物性参数见表 1。

（二）重力异常延拓解释

研究区重力异常经 10km 上延处理后（图 4），胶南隆起成为一个完整的异常体，它清晰地反映出呈北东东走向椭圆状的重力异常低值区。胶莱拗陷异常也表现出整体性，并反映出基底结构的近北东东向延伸。虽然隆起与拗陷之间的梯度带并不明显，但胶南隆起与胶莱拗陷明显地保持着各自的相对统一，二者性质各异，呈不连续过渡。

胶南隆起主要出露胶南群和五莲群，密度为 2.74g/cm³，据此似乎不应出现重力低，但胶南隆起遍布中生代花岗岩，其密度为 2.64g/cm³，因而低异常主要取决于花岗岩组分。从地表分布的花岗岩分析，其低异常值的范围和幅度并不应该是这般规模，尤其是异常延拓后，胶南隆起形成一个完整的明显低异常区，说明胶南隆起下面可能有一统一的连续分布的花岗岩穹。

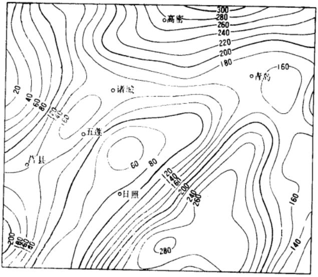


图 4　布格重力异常上延 10km 平面图

（三）磁力异常延拓解释

由于胶南隆起中生代花岗岩具有较强的磁化率（5—80×10⁻⁴CGSM），而五莲群和

胶南群磁化率相对微弱，因此隆起的高磁力异常也取决于花岗岩，它主要反映中生代花岗岩特征。

胶莱拗陷中生代地层莱阳组与王氏组磁性都较弱，背景场为负值，青山组以火山岩为主，形成异常跳跃较大的磁场。

化极上延后拗陷内跳跃的异常消失，表现出较完整的北东东走向的盆地基底。胶南隆起局部异常归并为隆起下面的统一异常源（图 5）。如前所述，该异常源推测为隆起下面的同一花岗岩体所引起，青岛-五莲断裂带下延可能归并于该花岗岩层中。

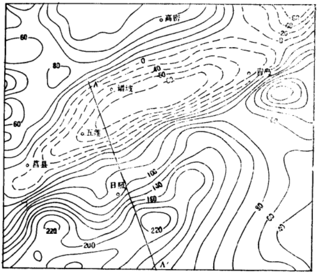


图 5 ΔT 航磁异常化极上延 10km 平面图

青岛-五莲断裂带仍表现为一梯度带，此处磁力异常较重力异常反映更为明显，是由于异常体的磁性参数与围岩的差异远远大于其密度参数与围岩的差异，因此青岛-五莲断裂带的磁异常梯度即使上延后仍较重力梯度明显，这并不意味着磁力异常较重力异常反映的断裂更深、而是同一断裂带在重磁场上的不同表现。鉴于磁力异常能更灵敏地反映异常体，作者在下面选用了磁性体反演。

（四）磁性体反演解释

基于以上分析，青岛-五莲断裂带及隆起区花岗岩的磁性体反演如下：计算剖面 A—A′（图 6）基本与断裂带异常走向垂直，为了消去浅层火山岩体的干扰、采用上延 10km 后的磁异常源为初始值进行计算。

根据平面磁异常特征，推测异常源在垂直断裂带走向方向有一定的延伸，应用 $2\frac{1}{2}$ 度磁性体模型，用改进的马奎特方法进行反演，

反演异常源（图 7）为一厚板楔状体，北部厚度大，向南逐渐尖灭，顶面最小埋深约 3.5km，底面最大埋深约 25km，楔状体整体倾向大致向南，北端倾角陡，南面较缓。

这与重磁延拓计算所推测的结果完全一致：异常体为一厚板楔状花岗岩穹，楔状体北端

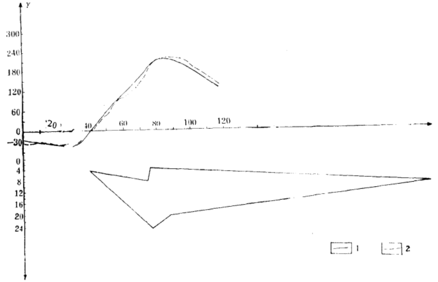


图6　磁性体反演图

1．理论曲线；2．实测曲线

恰好位于断裂带之下，楔状体南倾的产状反映的可能是断裂带的深部产状。

它的形成可能是在构造作用的强化期、在两大板块的结合部位应力强烈集中，以致造成深部地壳的软化甚至熔融，沿软弱层发生基底拆离，南面陆块（扬子）上冲于北面（中朝）陆块之上，滑动面为花岗岩穹。

三、郯庐断裂以东华北、扬子块体拼合带的演化

许多迹象表明中朝陆块与扬子块体的早期结合是在中晚元古代[1]，然而由于当时地球热体制以及地壳的物性和化学性质的状况，软弱的地壳不可能以现今大规模的板块方式运动。两者的早期结合主要以钳式和手风琴式进行，挤压应力造成结合部位的上隆，因此形成了风格迥异的南相和北相两套沉积地层。古生代末期，这种挤压应力进一步加强，造成深部地壳强烈柔皱（358Ma），并使局部地壳熔融形成岩浆作用。

随着古特提斯海的关闭，基麦利古陆与欧亚大陆在古生代末，中生代初期的碰撞（Celal Sengor，A.M.，1984），全球构造体系进入一个新的发展时期——板块构造体系，至此中国板块的发展演化拉开了“变格运动”的序幕。

由于来自南面特提斯洋消亡而产生的挤压应力，推动着扬子块体整体向北运动，中国东部的主要构造形式表现为“在已耗竭殆尽的陆壳组合上发生的敛合作用”（朱夏，1986）。扬子块体在这种强大挤压应力作用下，产生了一系列由南向北的基底滑移（陈焕

1）杨森楠、纪克诚，1985，论秦岭—大别山—胶南东南碰撞带．中扬子区域构造与能源地质讨论会。

疆等，1983)，在华北块体与扬子块体的早期结合部位，这种“榨挤作用”(朱夏 1986）更为剧烈。由于扬子块体相对于华北块体其形成时代较新，并且本身由几个块体组成，因而固结程度相对较差，在华北块体的强大阻抗下，应力不断积累，以致深部地壳再次发生软化和熔融，挤压应力的进一步强化最终使扬子块体沿软弱层发生剪切滑动，形成大规模基底拆离，扬子块体仰冲于华北块体之上（图7）。上冲块体的前锋断裂即今日之青岛-五莲断裂带。华力西期韧性剪切带柔皱强烈的岩石也被这种复杂的推覆运动挤压至前锋部位。

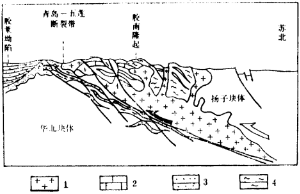


图7　郯庐断裂以东华北块体和扬子块体拼合示意图

1．花岗岩；2．灰岩；3．中生代沉积岩；4．元古宙变质岩

在扬子块体上冲的同时，仰冲盘地层迅速上隆（刚玉形成条件佐证）、地层不断遭受剥蚀，致使古生代地层剥蚀殆尽，出露扬子块体基底。北侧胶莱坳陷则形成巨厚的磨拉石沉积，胶莱坳陷南缘所采古生代南相地层化石（郭振一等，1983)，即为俯冲的扬子块体地层剥蚀之产物。

由于拆离剪切产生的大量热量，使拆离面附近地壳重融，形成壳源型花岗岩，在前锋带造成强烈的岩浆活动、形成高温高压变质环境。地壳强烈抬升，使深层次韧性剪切的糜棱岩带暴露地表，鉴于这次强烈的构造运动，使变质的早期基底普遍发生退变质作用。

由于早期钳式和手风琴式活动所形成的构造薄弱带，在印支期的“榨挤”过程中，被进一步发展而形成了贯穿整个中国东部的巨大平移断裂——郯庐断裂，它的主干断裂斜切了胶南拆离推覆构造的前锋带——青岛-五莲断裂带，而主干断裂以东的大部分北北东断裂在俯冲盘更为发育，这些断裂将推覆体错成若干段落，由于它们的切割，隆起区岩浆更为发育。

扬子块体向北的挤压在燕山期仍表现很强烈；推覆前锋带以北胶莱坳陷莱阳组地层向北倾倒形成倒转褶皱，坳陷中心由南向北迁移。

四、讨　论

为了加深对华北-扬子块体拼合的系统理解，现将郯庐断裂以东和以西的拼合带做一

个简单的对比：

胶南隆起具有扬子块体的上层地壳结构，同时又具有华北块体的深层地壳结构（见图 8），这与大别山的地壳结构特点如出一辙[1]；构成大别山主体的大别群其主要同位素年龄为 20 亿年左右，同样胶南隆起之主体胶南群年龄也为 20 亿年左右，二者皆属早元古代，这与扬子块体古老基底的年龄是一致的，并且二者皆为深变质岩组成，片麻岩以二云片麻岩为主（含白云母），而华北其它地区的片麻岩以黑云母片麻岩为主，说明胶南和大别山无论年代和岩性特征都可对比。

胶南隆起北缘的五莲群，沿隆起北缘成条带分布，无论其地层特征及构造位置都与大别山北侧的佛子岭群（下部）有许多相似之处，只是佛子岭群（含古生代地层，较五莲群地层更全，它们应是中朝地台成台阶段（朱夏，见序）的产物，在扬子块体向华北块体仰冲时被逆掩，并产生相应的推覆，形成构造楔状体。

大别山北侧的桐柏-磨子潭断裂与胶南隆起北缘的青岛-五莲断裂应为可以对比的前锋断裂带，桐柏-磨子潭断裂亦出露大片糜棱岩，断裂层产状南倾，逐渐变缓并归于具有相当厚度的低速层，所有这些与青岛-五莲断裂带的性质是何等的相似，它们皆应属深层基底拆离的产物。

大别淮阳地块北部的合肥盆地与胶南隆起北部的胶莱盆地具有相似的形成机制，根据盆地地层构造特征分析，它们是挤压拗曲而成，而非断陷所致，是在相同构造应力背景上形成的统一构造形式，它们都与其南面隆起区强烈的拆离推覆构造运动有着密切关系。然而二者又不是完全的一样，如郯庐断裂西侧大别山及其山前地带，由于扬子块体的上冲挤压，形成一个“复式背斜和复式向斜组合起来的逆掩推覆带(陈焕疆等,1983)。”而郯庐断裂东侧胶南隆起以北相应的构造却不见，但隆起上却见一系列北北东向断裂分布，这一方面与华北块体不同部分的盖层分布有关（胶东未见古生代盖层），更重要的是由于印支期扬子块体向华北块体仰冲时，发生郯庐断裂的巨大左旋平移，郯庐断裂东侧由于大规模的向北推进而使应力释放，滑移扭动而形成隆起上北北东向断裂。郯庐断裂西侧华北与扬子块体相顶，它们的应力释放是通过盖层的推覆以及后来的向南反向逆冲来实现的。

1）朱宗沛、陈焕疆，论大别山基底拆离构造(手稿)。

主要参考文献

广西壮族自治区地质矿产局，1985，广西壮族自治区区域地质志（1:100万），地质出版社。

广东省地质矿产局，1988，广东省区域地质志，地质出版社。

山东省地质局，1983，山东省前晚第三纪基岩地质图（1:50万）说明书，地质出版社。

马杏垣，1987，中国岩石圈动力学纲要—1:400万中国及邻近海域岩石圈动力学图说明书，地质出版社。

方大钧、蔡惠兰，1987，浙江东南部A型花岗岩的性质、特征及其构造研究，浙江大学学报，第21卷，第5期，第196—202页。

王鸿祯，1982，中国地壳构造发展的主要阶段，地球科学，第3期。

王鸿祯主编，1985，中国古地理图集，地图出版社。

王德滋、彭亚鸣、袁朴，1985，福建魁歧花岗岩的岩石学、地球化学特征及其成因探讨，地球化学，第3期，第43—58页。

王致本，1985，胶南隆起变质地层划分对比及大地构造演化初步探讨，山东地质，第1卷，第1期。

王鸿祯、杨巍然、刘本培，1986，华南地区古大陆边缘构造史，武汉地质学院出版社。

王清晨等，1989，秦岭的大地构造演化，地质科学，第2期。

水涛、徐步台、梁如华、邱郁双，1986，绍兴-江山断裂带：华夏古陆与江南古陆对接带，科学通报，第31卷，第1期。

水涛，1987，中国东南大陆基底构造格局，中国科学，B辑，第4期。

水涛等，1988，中国浙闽变质基底地质，科学出版社。

中国科学院海洋研究所海洋地质研究室，1986，渤海地质，科学出版社。

冯锐等，1981，利用地震面波研究中国地壳结构，地震学报，第3卷，第3期。

朱夏、陈焕疆，1982，中国大陆边缘构造和盆地演化，石油实验地质，第4卷，第3期。

朱夏，1986，论中国含油气盆地构造，石油工业出版社。

许薇龄、乐俊英，1988，东海的构造运动及演化，海洋地质与第四纪地质，第8卷，第1期。

许景伟，1988，福建东南沿海变质带研究新进展，福建地质，第7卷，第4期，第288—292页。

刘以宣，1981，华南沿海区域断裂构造分析，地震出版社，第120页。

刘忠光、恩斯特，1984，台湾显生宇变质作用之研讨，台湾"中国地质学会专刊"，第6号。

刘星利，1983，对南黄海境内扬子准地台界限和演化的探讨，海洋地质与第四纪地质 第3卷，第2期。

地质部地质科学院主编，1965，中国大地构造基本特征——三百万分之一中华人民共和国大地构造图说明书，中国工业出版社

江苏省地质矿产局，1984，江苏省及上海市区域地质志，地质出版社。

江西、湖南、福建、广西地质矿产局，1984，中国南岭及邻区地质图说明书（1:100万），地质出版社。

江博明、马提诺、普卡特、柯尼协，1986，台湾大南澳片岩的地质年代及台湾之地壳演化，台湾"中国地质学会专刊"，第7号，第383—404页。

毕庆昌，1974，从刚块构造中论台湾的区域成矿作用，台湾省地质调查所所刊，第24号，第139—156页。

任纪舜等，1980，中国大地构造及其演化，科学出版社。

关士聪等，1988，中国中新生代陆相沉积盆地与油气(摘要)，关士聪地质文选，地质出版社。

亚洲地质图编图组，1982，亚洲地质，地质出版社。

宋仲和等，1986，中国大陆和边缘海的上地幔P波速度结构，地震学报，第8卷，第3期。

张文佑等，1986，中国及邻区海陆大地构造，科学出版社。

张渝昌等，1989，扬子地区古生代盆地构造格架和油气关系的若干初步认识，石油实验地质，第11卷，第3期。

杨志坚、陈玉华，1983，中国东部（包括海域）与朝鲜半岛西南日本古构造发展关系的探讨，海洋地质与第四纪地质，第3卷，第1期。

杨森楠、杨巍然主编，1985，中国区域大地构造学，地质出版社。

应育浦等，1980，白云母的穆斯堡尔谱及其地质意义，岩石学研究，第1辑，第10—20页。

陈焕疆、殷跃勇，1983，要重视开拓逆掩断层带的油气领域——试论苏南逆掩断层带找油，石油实验地质，第5卷，第2期。

汪集旸，1988，利用地热资料确定岩石圈厚度——以攀西裂谷为例，科学通报，第1期，第51—54页。

何春荪，1982，台湾地体构造的演变——台湾地体构造图说明书，第109页。

何廉声、陈邦彦主编，1987，南海地质地球物理图集，广东省地图出版社。

李春昱等，1982，亚洲大地构造图说明书，地图出版社。

李春昱，1986，论地体，地质论评，第32卷，第6期。

李声固，1988，长乐南澳变质带显微构造和岩组特征及应力场分析，南京地矿所所刊，第9卷，第2期，第117—

129 页。
劳秋元、张步春、蔡文伯，1980，中国前震旦纪地壳构造运动旋回的划分，地震地质，第2卷，第3期。
林瑶琨，1987，福建沿海A型花岗岩带的基本特征及其大地构造意义，大地构造与成矿学，第11卷，第5期，第196—201页。
周志武、殷培龄，1985，东海地质调查的回顾与含油气远景展望，石油与天然气地质，第6卷，第1期。
周国藩、杨森楠、戴勤奋，1989，东南亚陆缘的卫重异常及其形成机制初探，福建地质，第4期。
金庆焕等，1989，南海地质与油气资源，地质出版社。
河北省地质矿产局，1985，河北省、北京市、天津市区域地质志(1:50万)，地质出版社。
国家地震局科技监测司编，1988，中国大陆深部构造的研究与进展，地质出版社。
胡世玲、王松山、桑海清、裘冀，1985，应用 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 快中子活化定年技术探讨江西九岭花岗闪长岩体的早期侵位时代，岩石学报，第1卷，第3期。
席杰波、沈毅、吴健生、王家林，1988，中国东海北北东向和北西向断裂带的研究，同济大学学报，第16卷，第2期，第179—190页。
郭振一等，1983，山东胶莱坳陷南缘上侏罗统砾石中有孔虫、簸科化石和蛹状灰岩的发现及其大地构造意义，山东地质情报，第3期。
原振维、黄旭灿、林益舟、萧承龙，1984，台湾北港地区先中新世地层之岩石学与沉积环境。
徐嘉伟，1978，试论郯庐断裂的平移及其地质与找矿意义，地质矿产研究，第5期。
徐步台，1987，浙江诸暨石角镁铁—超镁铁质岩体的稀土元素地球化学，矿物岩石，第7卷，第3期。
钱祥麟，1981，冀东前震旦亚代基底构造基本特征，构造地质论丛，第1期。
黄汲清等，1965，中国的优地槽和冒地槽以及它们的多旋回发展，地质科学研究院论文集，丙种，区域地质、构造地质，第1号，中国工业出版社。
黄汲清等，1977，中国大地构造基本轮廓，地质学报，第51卷，第2期。
黄汲清、陈炳蔚，1987，中国及邻区特提斯海的演化，地质出版社。
黄萱、孙世华、Depaolo, D.J.，1986，福建省白垩纪岩浆岩 Nd, Sr 同位素研究，岩石学报，第2卷，第2期，第50—63页。
黄辉、陈觉民，1988，论福建平潭—东山地体构造，中国区域地质，第3期，第231—235页。
谢窦克、郭坤一、赵良才、林蓉南，1986，福建沿海长乐—南澳变质带的O，Nd，Sm同位素特征，南京地矿所所刊，第7卷，第4期，第64—75页。
福建省地质矿产局，1985，福建省区域地质志，地质出版社。
蔡乾忠，1989，论鲁东地体的形成机制及其归属，海洋地质与第四纪地质，第9卷，第1期。
颜沧波，1954，台湾之片麻岩，台湾省地质调查所所刊，第5号，第1—100页。
颜沧波，1960，台湾北部大南澳片岩之地层学的研究，台湾省地质调查所所刊，第12号，第53—66页。
颜沧波，1963，台湾大南澳片岩区中之变质带，台湾中国地质学会会刊，第6号，第72—74页。
R.G.科尔曼（鲍佩声译），1982，蛇绿岩，地质出版社，第140页。
Петров В.П.，1981，宝石和玉石矿床形成的岩石学问题，地质科技动态，第11期，第4—8页。
藤田和夫编著，1984，アジアの变动带—ヒマシヤと日本海溝の間—，海文堂出版株式会社。
ASCOPE, 1981, Tertiary sedimentary basins of the Gulf of Thailand, and South China Sea: stratigrapy, structure and hydrocarbon occurrence, ASCOPE Secratariat, Jakarta.
Bowin, C.O. *et al.*, 1978, Plate convergence and acretion in the Taiwan—Luzon region. *Bull.of AAPG*, Vol. 62, 1645.
Big Chingchang *et al.*, 1985, Taiwan: geology, geophysics and marine sediments. *The Ocean Basins and Margins. The Pacific Ocean*, Vol.7, 509—518.
CCOP, IOC, 1978, International decade of ocean exploration studies in East Asian tectonics and resources(SEATAR). Committee for Coordination of Joint Prospecting for Mineral Resources in Asia off shore Areas(CCOP)and Inuergovernmental Oceanographic Commission.UNESCO(IOC).
Celal Sengor, A. M., 1984, The cimmeride orogenic system and tectonics of Eurasia. Special Paper. GSA. Inc.42—45.
Charvet, J. *et al.*, 1985, Some tectonic and tectogenetic aspects of SW Japan: an Alpine—type orogen in an island—arc position. In: Nasu N.et al. (editors), Formation of Active Ocean Margisn, TERRAPUB, 791—817.
Circum—Pacific Council for Energy and Mineral Resource, 1985, Geodynamic Map of the Circum—Pacific Region(Northwest quadrant).
Colcman, R.G. and S. Maruyama, 1988, Orogenic aspects in late Paleozoic orogens in Asia .In: Tectonics

of Eastern Asia and Western Pacific Continental Margin, 1988 DELP Tokyo International Symposium, ILP Publication, No. 0155.

Coordinating Committee 7, International Lithosphere Program, International Council of Scientific Unions, Inter—Union Commission on the Lithosphere, 1988, Global Geoscience Transects Catalogue.

Ernst, W.G., 1982, Mountain—building and metamorphism, a case history from Taiwan.

Hayes, D. E. Dennis, E. *et al.*, 1978, Grustal Structure (1:6442194), Williams &Heintz Map Corporation.

Hilde, T.W.C., Uyeda, S.and L.Kroenke, 1977, Evolution of the Western Pacific and its margin. *Tectonophysics*, Vol.38, No.1—2.

Hamilton, 1979, Tectonics of the Indonesian region, U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1078.

Hinz, K.and H.U.Schluter, 1985, Geology of the dangerous grounds, South China Sea, and the continental margin off Southwest Palawan, results of sonne cruises So—23 and So—27. *Energy*, Vol.10, No.3—4, 297—351.

Holloway, N. H., 1981, The North Palawan Block, Philippines: its relation to the Asian mainland and its role in the evolution of the South China Sea. *Geological Society Malaysia Bulletin*, Vol. 14, 19—58.

Howell, D.G. and D.L. Jones, 1983, Tectonostratigraphic terrane analysis and some terrane vernacular. In: Proceedings of the Circum-Pacific Terrane Conference. 6—9.

Howell, D. G., Jones, D. L., Cox, A. and A. Nur, 1984, Preface. In: Proceedings of the Circum—Pacific Terrane Conference.

Le Brecque, J.L. *et al.*, 1977, Revised magnetic polarity time scale for Late Cretaceous and Cenozoic time. *Geology*, Vol.5, 330—335.

Ludwig, W. *et al.*, 1979, Porfiler—Sonobuoy measurements in the South China Sea Basin. *Journal of Geophysical Research* Vol. 84, 3505—3518.

Matsuda, T.and S.Uyeda, 1977, On the Pacific type orogeny and its model — extension of paired belt concept and possible origin of marginal seas. *Tectonophysics*, Vol.11, No.1, 10—20.

McKenzie, D., 1978, Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol.40, 25—32.

Michel, T. *et al.*, 1982, Plate—Tectonic Map of the Circum—Pacific Region.

Morel, P.and E.Irving, 1981, Paleomagnetism and the evolution of Pangea. J.G.R., Vol.86, No. B3.

Ru, K.and J.D., Pigott, 1986, Episodic rifting and subsidence in the South China Sea. *Bull.of AAPG*, Vol. 79, No.9, 1136—1155.

Runcorn, S. K., 1967, Flow in the mantle inferred from low degree harmonics of geopotential. In: Geophysics. *J.R.astro.Soc.*, 14, 375—384.

Taylor, B.and D. E. Hayes, 1980, The tectonic evolution of the South China Sea Basin. In: The Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands. Geophysical Monograph Series. AGU. 23, 89—104.

Taylor, B.and D.E. Hayes, 1983, Origin and history of the Souh China Sea Basin. In: The Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands. Part 2, AGU, Washington, D.C.

Tapponnier, P. G., Peltzer, G.and R. Armijo, 1986, On the mechanics of the collision between India and Asia. In: Collision Tectonics(Coward, M. P. eds.), Geological Society Special Publication. No. 19, 115—157.

Vail, P.R. *et al.*, 1980, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, in seismic stratigraphy: Application to Hydrocarbon Exploration(Edited by C.F.Payton) Part 4: Global Cycles of Relative Changes of Sea Level, *Am.Assoc.Petrol.Geol.Mem.* Vol.26, 83.

Xu, J.W., Zhu, G., Tong, W.X., Cui, K.R.and Q.Liu, 1987, Formation and evolution of the Tancheng—Lujiang wrench fault system, a major shear system to the northwest of the Pacific Ocean. *Tectonophysics*, Vol.134, No.4, 273—310.

Zhu, X. (Editor), 1989, Chinese Sedimentary Basins. Elsevier Amsterdam Oxford—New York—Tokyo.

第五篇　盆地与矿产

新生代盆地发育特征及油气远景

盆地是控制油气生成和富集的基本大地构造单元。没有盆地，就没有石油(朱夏，1983)。这里仅涉及环太平洋西部的沟、弧、盆地区及东亚大陆东部。自新生代(或中东代末)以来，在板块构造的运动体制下，形成了众多的、不同类型的盆地。由于不同类型的盆地其大地构造背景不同，热体制和演化史也不同，进而引起盆地的沉积规模、岩相展布、生油物质的丰度和品质以及构造发育特征的差异，最终导致油气潜力和分布状况的不同。在下述本区的一些实例中还可以看出，即使在同一类型的盆地中，由于某个地质条件的变化，也可引起油气潜力和分布状况的明显差别。事实上，任何一类盆地内都存在贫富之分。所以，人们在预测含油气远景时，除了认识盆地类型外，尚需了解盆地的发育特征和基本石油地质条件。只有这样，才能得出比较切合实际的结论。

一、新生代盆地的分布

研究区内的新生代盆地有近百个，绝大多数围绕大陆和岛弧分布。规模较大的盆地都分布在近海的陆区、海陆交界区及大陆边缘陆架区(图1)。其中渤海、黄海、东海和南海海域有30多个，是新生代盆地最主要的分布区。这里有著名的渤海湾盆地、苏北-南黄海南部盆地、东海陆架盆地、台湾西北盆地、台湾西南盆地、珠江口盆地、琼东南盆地、莺歌海盆地、北部湾盆地、礼乐滩盆地、曾母盆地、文莱-沙巴盆地和巴拉望西北盆地等。其面积都在数万乃至数十万平方公里，沉积岩体积达数万至数十万立方公里(表1)，是当前海洋石油勘探的重要地区，其中不少盆地均有重要的油气田发现。

其它与本区毗邻的海域有近30个盆地，主要沿日本列岛、琉球群岛、菲律宾群岛和泰国湾一带分布。盆地走向多与岛弧或海湾一致。除个别盆地较大外。一般沉积规模较前述者为小。其中有些盆地也有不少油气田发现，如日本列岛的新潟盆地和泰国湾的马来盆地等。它们多数也是油气勘探的重要地区。

本区陆上的新生代盆地，主要分布在东亚大陆的东部(中国大陆东部)。其数目众多，但规模较大的盆地均在长江以北。有著名的渤海湾盆地陆上部分(也称华北盆地)、苏北-南黄海盆地陆上部分(也称苏北盆地)、江汉盆地等。其中不乏著名的油田区，如辽河油田区、华北油田区、大港油田区、胜利油田区、苏北油田区和江汉油田区等。但东亚大陆南部和中南半岛上新生代盆地的规模都很小。

二、形成新生代盆地的大地构造背景

印支一燕山早期，由于西部古特提斯洋壳的俯冲和东部太平洋洋壳的形成及平移作用，东亚大陆东南部发生了基底滑移或折离以及盖层的逆掩，提供了大陆边缘盆地发育

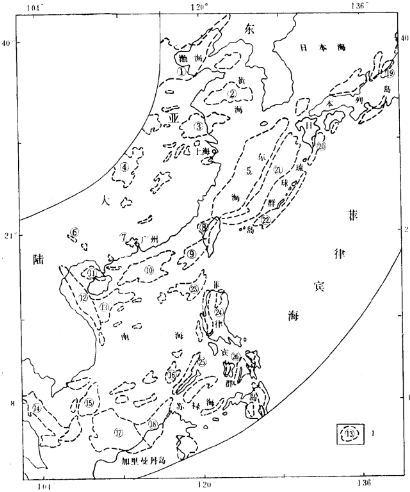


图 1　新生代盆地分布图

1．盆地轮廓及编号。①渤海湾盆地；②南黄海北部盆地；③苏北-南黄海南部盆地；④ 江汉盆地；⑤ 东海陆架盆地；⑥百色盆地；⑦三水盆地；⑧台湾西北盆地；⑨台湾西南盆地；⑩珠江口盆地；⑪北部湾盆地；⑫莺歌海盆地；⑬琼东南盆地；⑭马来盆地；⑮万安西盆地；⑯礼乐盆地；⑰曾母盆地；⑱ 文莱-沙巴盆地；⑲ 新潟盆地；⑳宫崎盆地；㉑冲绳海槽盆地；㉒岛尻盆地；㉓笔架南盆地；㉔卡加延盆地；㉕西北巴拉望盆地；㉖米沙鄢盆地

的基础(朱夏等，1982)。中生代末—新生代初，印度大陆不断向北漂移，特提斯洋壳封闭，对东亚大陆产生了强大的向北的挤压应力。东亚大陆的东部沿着业已存在的东西向和北西西向断裂向太平洋蠕散扩张，东亚大陆东部及近海陆架上的断陷盆地开始形成。与此同时　出现南海海底第一次扩张，使南沙块体裂离中国大陆，导致西北婆罗洲和西菲律宾聚敛带的形成。第三纪晚期，太平洋板块向欧亚板块作正向俯冲，使后者的东部边缘由被动转为主动大陆边缘，形成了一系列与沟、弧相关的新生代盆地并引起东亚大陆东部差异升降、拗陷和隆升作用的加剧。同时，南海海底进行第二次扩张，南海北部处于被动大陆边缘，南海的南部则表现为南挤北张的聚敛型陆缘。相应在南海北部和南沙

表 1 中国海域主要新生代盆地规模数据

盆 地 名 称	面积(km^2)	新生界最大厚度(m)	新生界体积(km^3)
渤海湾盆地(海域)	51 000	10 000	120 000
南黄海(南、北海域)	54 000	6 000	50 000
东海陆架盆地	250 000	12 000	800 000
珠江口盆地	102 150	9 500	347 000
琼东南盆地	50 445	10 000	170 000
莺歌海盆地	58 590	12 000	56 000
北部湾盆地	18 000	9 000	38 000
巴拉望(西北、西南)	29 340	8 000	
曾母盆地	183 240	8 500	
文莱-沙巴盆地	77 490	9 500	

注：据赖万忠，1988；金庆焕等，1989 修改。

块体的北部形成一系列张性盆地，在南沙块体的南缘和婆罗洲块体的北缘则形成若干个压性盆地。另外，新生代期间，由于华南块体相对印支块体沿红河断裂发生左旋位移，马来半岛反时针旋转离开印支块体(金庆焕等，1989)，造成南海西部围绕印支块体形成一系列与剪切拉张断层有关的盆地。

三、新生代盆地类型及发育特征

(一) 新生代盆地分类

盆地的分类方案因人而异，不同的分类原则导致不同的分类结果。盆地基底的地壳类型和盆地所处大地构造位置和演化是决定盆地沉积和成油条件的基本因素，应力特征、盆地成因又是影响盆地构造形式和油气分布特征的重要因素。所以我们根据盆地所属地壳类型和应力特征，结合盆地成因、大地构造位置以及盆地演化特征，将本区新生代盆地划分为三类共十种(表 2)。

表 2 中国海区及邻域新生代盆地分类

地壳类型	应力场特征	盆地类型代号	盆地类型	盆 地 实 例
陆壳(I)	压性(1)	I_{1a}	弧前盆地	吕宋中央河谷、文莱—沙巴、岛尻、宫崎、土佐湾
		I_{1b}	前陆盆地	曾母、台湾西北
	张性(2)	I_{2a}	陆内断坳盆地	渤海湾、苏北-南黄海、北部湾、江汉
		I_{2b}	陆内断陷盆地	百色、三水、茂名、雷东、南雄、黄口、汶口
		I_{2c}	陆缘裂陷盆地	珠江口、琼东南、台湾西南、东海陆架
		I_{2d}	裂离陆块盆地	礼乐滩、西北巴拉望、郑和、日积礁
		I_{2e}	剪切拉张盆地	莺歌海、万安西、西纳土纳、马来、东南吕宋
		I_{2f}	弧后盆地	新潟、北陆-山阴、冲绳海槽
		I_{2g}	弧间盆地	卡加延、米沙鄢
洋壳(II)		II_{2a}	深海堆积盆地	笔架南、双峰南、礼乐北、南苏禄海

（二）盆地发育特征

1．发育在陆壳上的压性盆地（I_1）

弧前盆地（I_{1a}）　这类盆地发育在聚敛性大陆边缘上，位于火山弧与俯冲带之间，一般与火山弧或俯冲带平行，呈狭长带状分布。本区主要见于日本列岛、吕宋岛和南沙海槽外侧。盆地基底常为陆壳，有时存在被卷入的洋壳碎块。盆内发育浅海—半深海碎屑建造和少量碳酸盐岩。由于物源大量来自火山岛弧，故一般沉积富含火山物质。盖层褶皱也比较发育。如晚渐新世开始形成的吕宋中央河谷盆地和中新世后形成的西吕宋海槽盆地、岛尻盆地、宫崎盆地、土佐湾盆地、伊势骏河湾盆地等。

本区另一种弧前盆地，其沉积物中火山物质极少。如文莱-沙巴盆地，是与南沙海槽晚渐新世—早中新世俯冲带相关的弧前盆地。以海湾—深海碎屑建造为主、浊积岩和三角洲沉积十分发育。盆地内褶皱构造和断裂也十分发育，并有多个不整合存在（图2）（吴进民等，1987）。

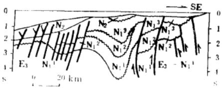


图2　文莱-沙巴盆地横剖面图

前陆盆地（I_{1b}）　此类盆地出现于地缝合线附近，其形成与大陆之间或弧、陆之间碰撞造山带有关。一般均具有不对称性，靠近造山带一侧碎屑沉积巨厚，褶皱断裂复杂；近克拉通一侧，沉积变薄，时有碳酸盐岩出现，褶皱断裂也较简单。本区见于台湾西北和加里曼丹西北部。

曾母盆地位于南海南部加里曼丹西北。它是由于南海海底第二次扩张使南沙块体与西加里曼丹块体接近、碰撞，在南沙块体南部边缘上形成的。盆地具明显的不对称性。南侧碎屑来源丰富，主要为滨海、浅海砂、页岩含煤建造，构造活动性强，组成北东—南西走向的不对称褶皱带并伴有向盆地逆冲的断层。北侧则发育碳酸盐岩沉积，构造形式简单，正断层发育，显示向克拉通过渡。第三纪末至第四纪，由于南沙块体南端的强烈沉降，导致盆地的向北倾斜（图3）（吴进民等，1987）。

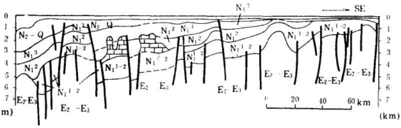


图3　曾母盆地横剖面图

台湾西北盆地的形成早期处于被动大陆边缘，与陆缘张裂有关，属于陆缘裂陷盆地。直到4Ma前，由于菲律宾海板块向亚洲大陆的推挤，台湾造山带形成，台湾西北盆地开

始转变为前陆盆地。这一转变的标志是：古流向由东指变为西指，首次出现的板岩碎屑和再沉积的钙质超微化石，都是来自台湾造山带。故台湾西北盆地古新世至中新世的沉积以滨海—浅海—半深海碎屑建造为主，主要物源为中国大陆，沉积中心在盆地东部。上新世以后，以滨海—浅海碎屑建造为主，物源主要为台湾造山带，沉积中心向西转移。因受造山带的影响，盆地东部褶皱和断裂均甚强烈，向盆地西部构造活动逐渐和缓。

2. 发育在陆壳上的张性盆地(I_2)

陆内断拗盆地(I_{2a})　发育在大陆克拉通内部，主要分布在东亚大陆东部及近海陆架上，是新生代早期以来形成的。盆地发育早期，由数组张性断裂控制，分割成若干个断陷，后期则发展成一个整体的拗陷盆地。盆内沉积以上、下第三系之间的不整合可以分为上、下两个大的旋回。下旋回属断陷沉积，由早期充填式洪积、冲积逐渐发展为河、湖相沉积、是盆地的主要生油层和主要勘探目的层之所在。上旋回由拗陷到广覆式沉积，多为大面积的平原河流相或滨浅海相沉积，一般构成油气的被盖层，有时也提供有利的储集层。盆地内部不同地区基底也可不同，由前震旦纪到中生代，由变质岩、火山岩到碳酸盐岩和砂、泥岩。正断层十分发育，逆断层极为少见；块断活动为主，挤压褶皱较少。

此类盆地规模大，如渤海湾盆地就是发育在华北块体上的一个新生代陆内断拗盆地。始新世时，沿北北东方向断裂发育地堑，充填河流相为主的沉积(孔店组)，始新世后期至渐新世，因基底断块的拉张、扭动而出现众多的箕状凹陷，沉积了湖相为主的沙河街组和河湖相的东营组。中新世开始大区域沉降，盆内广泛沉积了河流相和平原河流相粗碎屑建造。沉积相带基本上围绕凹陷中心呈环状展布。局部构造主要受潜山构造带的控制。潜山、披覆背斜、滚动背斜、断鼻、断块等构造类型较发育。

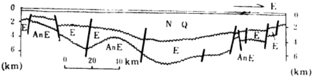


图4　渤海湾盆地横剖面图[1)]

南黄海北部盆地和苏北-南黄海南部盆地与渤海湾盆地相似，也经历了早期断陷和后期拗陷的发育过程。但它们是建立在扬子块体中、古生代基底(后克拉通褶皱)上的新生代盆地。其发育期早(晚白垩世开始)，始新世末的吴堡运动比较强烈，造成古新—始新统（阜宁群）的大面积遭剥蚀。随后，渐新世时的断陷规模比较小。其沉积建造和构造形式均与渤海湾盆地相似。

北部湾盆地是建立在华南块体加里东褶皱上的新生代断拗盆地。其发育特征与渤海湾盆地十分相似。由早期的断陷到晚期的拗陷，在剖面上表现双层地质结构。下层（始新—渐新统）为互相分隔的堑状、箕状断陷；上层(中新统及以上）为统一的拗陷。下第三系为陆相，发育有典型的深水—半深水湖相沉积，但上第三系和第四系全为海相碎屑沉积。盆内正断层十分发育。构造形式以断块、断鼻、潜山和披覆背斜为常见。

陆内断陷盆地(I_{2b})　主要分布在中国大陆东部和近海陆架上。盆地两侧或一侧受

1）肖慕光等，1986，渤海海域油气资源评价。

正断层控制。在平面上呈长条状或串珠状，在剖面上呈地堑或箕状。盆地面积较小（一般数百到数千平方公里）。盆内沉积有上、下两个旋回。下旋回由晚白垩一渐新世；上旋回由中新世一第四纪。但一般以发育早第三纪为主。常以粗碎屑的充填式沉积开始，继之以河、湖相红色含盐建造或湖、沼相可燃有机岩建造，最后以河流相或近海平原相碎屑建造结束。由下而上，表现为粗一细一粗（或表现为红一黑一红）的一个旋回。只有少数盆地的下旋回中部黑色地层比较发育，如广西百色、广东三水和山东汶口盆地等。多数盆地以红色建造为主，如东亚大陆东部衡阳、南雄等众多的新生代小盆地。此类盆地多处于晚新生代的构造隆起背景上，在晚期的差异升降中，受隆升作用强烈，正断层发育，其上旋回多不发育。

陆缘裂陷盆地（I_{2c}）　主要分布于南海北部及东海西部，盆地主要位于陆架区，有时也跨越陆坡的一部分。多数为早第三纪早期以来形成的，并经历过早期断陷到晚期拗陷的发展过程。普遍以发育正断层为主，自陆向海，盆地基底顺次逐渐下落。由此而形成的次级拗陷的年代也逐渐变新。盆地基底时代，可由元古代到中生代，岩性有变质岩、花岗岩、火山岩、碳酸盐岩和碎屑岩，因地而异。盖层沉积有两个大旋回。下旋回由古新世（或晚白垩世）到早渐新世，表现为由粗到细的水进旋回。其沉积以河、湖相碎屑建造为主，分布在互相分隔的地堑和半地堑中（图5）（吴进民等，1987）。相带大致环绕凹陷中心展布。上旋回由晚渐新世到第四纪，沉积物由海陆交互相含煤建造发展到浅海相砂、泥岩（夹碳酸盐岩）建造。上旋回沉积覆盖了所有的凸起和凹陷，在盆地内形成统一的沉积（图5）。因受大陆方面单向物源的控制，相带大致平行海岸呈带状展布。

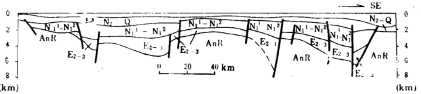


图5　珠江口盆地横剖面图

此类盆地一般主要受拉张作用影响较大，正断层十分发育，常见的构造形式有披覆背斜、滚动背斜、断鼻、断块和潜山等。但其中少数盆地受挤压的影响也较明显，如东海陆架盆地。其位于东亚大陆东部边缘，沉积具有所谓“陆棚岛湖”（朱夏等，1982）的特征，即浅海碎屑与煤系的交替沉积。盆地发育早期（K_2—E_2）处于被动大陆边缘，具有断陷盆地的特征。晚期（E_3以后），东亚大陆东部边缘转变为主动大陆边缘，蠕散拉张作用停止，盆地由断陷转化为拗陷。后来，随着冲绳海槽的拉开和钓鱼岛隆褶带的上隆，使盆地的中、北部遭受近东西向的挤压，形成了一系列近北东向的褶皱和逆断层以及广泛存在的中新统与上新统间的角度不整合，从而打上了“压性”的印记。一些断面弯曲上逆下正的断层（图6），就是这种发展历程的遗迹。只是由于钓鱼岛隆褶带的向南倾伏和转向（由走向北东转为北东东），这一侧向挤压不明显，盆地南部仍以发育正断层为特征。

位于陆坡下部的此类盆地，由于距离大陆较远，物源不丰富，其沉积规模较小，如南海北部的双峰北盆地、尖峰北盆地等。

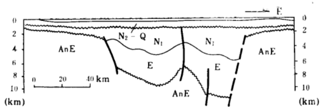


图 6　东海陆架盆地横剖面[1)]

裂离陆块盆地(I_{2d})　分布在南海南部。盆地基底由不同时代的基岩陆块组成。这些陆块是从中国大陆板块上分裂出来，后因南海海底扩张被推移到南海中央海盆南侧的。其上主要是晚喜马拉雅旋回的产物。下部为碎屑岩，上部为碳酸盐岩。构造活动性弱，缺乏明显的褶皱，如礼乐滩盆地、郑和盆地、日积礁盆地等。

剪切拉张盆地(I_{2e})　主要在南海西部围绕印支块体分布，在东部沿菲律宾断裂也有见及。这类盆地与区域性走滑断裂相伴生，呈狭长状，结构简单而无明显的分割性。盆内主要为渐新世以来的沉积，厚度巨大(5 000—10 000m)。一般以浅海碎屑沉积为主，中新世发育礁相沉积，如莺歌海、万安西和东南吕宋等盆地。有时早期出现陆相和海陆交互相含煤建造，后期为滨海—浅海砂、页岩建造，如马来盆地、西纳土纳盆地等。这类盆地一般构造活动较强，断裂和褶皱都比较发育。

弧后盆地(I_{2f})　这一类盆地一侧与克拉通相连，另一侧为火山岛弧。它们是由于B式俯冲作用导致的弧后扩张作用形成的。盆地走向一般与火山弧平行，呈地堑状，发育大量走向与盆地走向一致的陡立正断层，如冲绳海槽盆地(图 7)。它是由于菲律宾海板块在中新世时向欧亚板块作近于正向的俯冲，使琉球岛弧裂离欧亚大陆，在其背后形成的。本区此类盆地只发育中新世以来的沉积，早期往往发育火山岩，后期主要为海相碎屑沉积。日本岛弧北侧的新潟盆地、北陆-山阴盆地群均属此类。

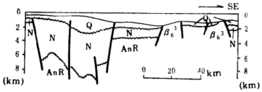


图 7　冲绳海槽盆地横剖面[1)]

弧间盆地(I_{2g})　这类盆地位于两条火山岛弧之间。在 B式俯冲作用中，由于贝尼奥夫带的后退而导致扩张源的前进，使前期岛弧一分为二，在活动火山弧与不活动火山弧之间形成盆地。本区主要分布于菲律宾群岛，如米沙鄢盆地、卡加延盆地等。后者是由吕宋岛东西两侧洋壳的双向俯冲形成的。其盆地内部近垂直的张性断裂十分发育、组成一系列地堑、地垒(图 8)(吴进民等，1987)。盖层沉积始于早中新世。早期发育火山

1）许薇龄，1989，东海地质-地球物理综合解释剖面，东海石油地质图集。

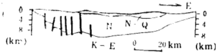


图 8　卡加延盆地横剖面

岩和火山碎屑岩。中中新—上新世发育浅海碎屑岩和礁及深海浊流沉积。更新世为陆相火山岩、碎屑岩、与下伏地层不整合。

3. 发育在洋壳上的张性盆地(II_2)

深海堆积盆地(II_{2a})　此类盆地发育在深海盆地边部，本区见于南海中央海盆的南、北边部，如笔架南盆地和礼乐北盆地等。盆地基底具洋壳特征，盆内盖层一般只有晚第三纪以来的深海浊流和深海软泥沉积，厚度不大，构造起伏也不明显。

四、油气地质条件

(一) 盆地的热力条件

温度是有机质转化为烃类的最重要的外力因素。只有当地温达到一定高时，有机质才能转化为油、气。现代的研究表明(Р.Д.Родникова, 1981)，本区绝大多数油气田分布在中热体制场（平均地温梯度 2—4°C/100m）和高热体制场（平均地温梯度大于 4°C/100m)中。

日本东京—富山地区、冲绳海槽—巴林塘海峡地区、苏禄海、东纳土纳海区和马来—泰国湾地区都是高地热流值区。热流值都在 80—140mW/m² 甚至 200mW/m²。分布在这些地区的新生代盆地的地温梯度，一般都比较高（表 3)。其中泰国湾盆地、马来盆地和曾母盆地都以产天然气而著称，新潟盆地也有不少天然气田，富山湾盆地和台湾西南盆地也产天然气。

表 3　新生代盆地地温梯度表

盆地名称	台湾西南	曾　母	马　来	渤海湾	东海陆架	珠江口	北部湾	莺歌海	琼东南
地温梯度(°C/100m)	4.3—4.7	3.72—9.40	3.5—5.5	3.1—3.9	3.4—4.0	3.4—4.8	3.6—4.5	4.56	3.12—4.21

渤海湾、东海陆架、珠江口、北部湾、莺歌海和琼东南等盆地，处于较高地热流值区。其一般热流值为 60—80mW/m²，盆地具有较高的地温梯度(表 3)。其中渤海湾、北部湾和珠江口诸盆地有重要的油田，琼东南盆地和东海陆架盆地分别有重要的天然气田和油气田发现。

南黄海、南沙海槽和菲律宾群岛为低地热流值区，一般地热流值低于 60mW/m²。其中南黄海盆地的地温梯度为 2.6—3°C/100m，文莱-沙巴盆地的为 2.24—2.58°C/100m 属于中热体制场。两者均以产油为主。吕宋岛上的中央河谷盆地的地温梯度很低，

平均只有 1.66°C/100m，属低热体制场。菲律宾群岛的其它一些新生代盆地如东南吕宋、卡加延、伊洛伊洛和阿古桑-达沃等盆地的地温梯度也都偏低。这些盆地目前尚无具经济价值的油、气田发现[1]。

总观全区，绝大多数盆地属于中—高地热体制场。从热力条件来说，对油气的形成是有利的。菲律宾群岛一带，热力条件较差。

（二）盆地的生油（气）层

生油(气)层是形成油、气的物质基础，其规模、品质、成熟度和分布状况，决定了盆地油气资源的丰富程度和分布状况。本区新生界生油(气)层，大致可分为三套：

1. 下部生油(气)层

以始新统—渐新统的湖相暗色泥岩、页岩为主。主要分布在东亚大陆东部及近海陆架上的断拗盆地、断陷盆地和陆缘裂陷盆地中。南沙群岛地区的裂离陆块盆地中，也有分布。如渤海湾盆地的沙河街组、东营组，苏北-南黄海盆地的阜宁群(古—始新统)，东海陆架盆地的平湖组、花港组，珠江口盆地的文昌组、恩平组，琼东南盆地的崖城组以及北部湾盆地的流沙港组等。它们的有机质丰度高，多为富含 II 型干酪根的陆相好生油岩，少数为富含 III 型干酪根利于生成天然气的气源岩。在少数盆地中，古新统也具有生油(气)层，如东海陆架盆地的灵峰组，珠江口盆地的神狐组。

该套生油(气)层位于盆地沉积的下部，一般情况下埋藏较深，都已达到成熟阶段。在盆地的深凹部位，往往已达过成熟阶段，而未达成熟阶段的情况较少。它是上述几类盆地最为重要的生油(气)层。

2. 中部生油(气)层

此套生油(气)层，以渐新统上部和下中新统的海陆过渡相和海相泥岩、页岩为主。主要分布于南海周边和台湾海峡的一些陆缘裂陷盆地、剪切拉张盆地以及某些压性盆地内。如台湾西部的五指山组、大寮组(碧灵页岩)，珠江口盆地的珠海组和珠江组，莺歌海盆地的陵水组.三垭组，巴拉望盆地的帕加萨(Pagasa)组，文莱-沙巴盆地的塞塔普(Setapu)组，马来盆地的纳土纳群和曾母盆地的 I—II 旋回。此外，尚有东海陆架盆地的龙井组。

该套生油(气)层有机质含量都在中等以上，其中除少数以 II 型干酪根为主(如塞塔普组和帕加萨组等)利于生油以外，多数夹煤层，以富含 III 型干酪根为特征，是本区极重要的气源岩。在南海南部和西南部各盆地，此套生油(气)层多处于盆地沉积的下部，一般埋藏较深，已达成熟阶段。在中国大陆近海的各盆地中，此生油(气)层多处于盆地沉积的中部，一般成熟区仅限于凹陷的中心区一带。

3. 上部生油(气)层

该套生油(气)层属中中新—上新统。主要分布在南海南部、西部、台湾海峡的压

1) E.Tamesis (梁维安译)，1985，菲律宾盆地的烃类潜力，南海地质译文集(3)，地质矿产部南海地质调查指挥部情报研究室。

性和剪切拉张盆地以及日本列岛、琉球群岛的弧前、弧后盆地中。多数为浅海—半深海相泥岩，少数夹石灰岩和煤层。如台湾西北盆地的南港组、桂竹林组，文莱-沙巴盆地的贝莱特组，曾母盆地的II—III旋回，西纳土纳盆地的巴拉特组，马来盆地的丁加奴群，日本新潟、秋田盆地的七谷层、女川层、船川层、寺泊层、椎谷层、天德寺层[1)]，莺歌海盆地的梅山组、莺歌海组等。一般有机质丰度可达中等或中等以上。

在南海诸盆地，此套生油(气）层处于盆地沉积的中上部，只有在凹陷中心区才达成熟阶段，故多为次要的生油气层。但在日本新潟、秋田等盆地生油门槛深度为 2 000—3000 m[1)]，此套生油(气）层位于盆地沉积的中下部，多数均已达成熟阶段，是盆地的主要油(气）源层。

总观全区，由西北向东、南，从大陆向海洋，新生界主要生油(气）层的时代逐渐变新，并从以陆相为主变为以海相为主。

(三) 储 集 层

本区的储集层以时代跨度大、类型多样化为特征(表 4)。已知的产油气层从元古宙直到新生界的更新统(台西南盆地二重溪组)，但以第三系最为重要。已知产层的岩性有砂岩、碳酸盐岩、火山岩、花岗岩、变质岩等，但以砂岩为最重要。自下而上，储层大致可划分为底、下、中、上四套。

表 4　中国海区及邻域油气产层时代、岩性分布

时代＼盆地	渤海	南黄海	东海*	珠江口	北部湾	莺歌海	巴拉望	礼乐滩	曾母	文莱-沙巴	马来	新潟
Q			○									
N	○		○	○=	○	○=	○=□		○=□	○	○	○△
E	○=	○	○	○	○	○		○				
J—K	△											
C					□							
O	□											
∈	□											
Pt	+		～									

*包括台湾西南盆地。○砂岩，□石灰岩，=生物礁，△火山岩，+花岗岩，～变质岩。

1. 底部储层

此套储层由前新生界的岩石组成，包括中生界火山岩、砂岩，古生界碳酸盐岩，震旦亚界的硅质灰岩、白云岩，元古宙的花岗岩和变质岩等。此套储层主要分布在本区西北部东亚大陆的东部及近海的陆内断拗和陆缘裂陷盆地中，以渤海湾盆地最具代表性，几

1) 铃木宇耕（王云蕾译)，1986，日本海石油地质，地质矿产部海洋地质调查局。

乎包罗了以上所有岩性的储集层。其次为北部湾盆地和东海陆架盆地，前者为古生界的碳酸盐岩，后者为元古界的裂隙性变质岩储层。

2. 下部储集层

此套储集层的时代为始新世—渐新世，绝大多数为砂岩层。主要分布在东亚大陆东部及近海陆架上的盆地内。北起渤海湾盆地南到琼东南盆地的各个主要新生代盆地内，几乎都发育此套储集层，且多为最主要的产层。如渤海湾盆地的沙河街组、苏北-南黄海盆地的阜宁群、戴南组，东海陆架盆地的平湖组、花港组，北部湾盆地的流沙港组等。个别盆地(如渤海湾盆地)还发育少量礁灰岩储层。

3. 中部储集层

此套储集层属于上渐新统—下中新统，以碎屑岩为主，少数为碳酸盐岩。在中国大陆东部和近海陆架以及南海地区的多数盆地中，大多发育此套储集层，也是本区分布最广的储集层。其中如渤海湾盆地的东营组和馆陶组，苏北-南黄海盆地的三垛组，东海陆架盆地的龙井组，珠江口盆地的珠海组和珠江组，琼东南盆地的陵水组，北部湾盆地的涠洲组和西北巴拉望盆地的帕加萨组底部，马来盆地的丁加奴群下部以及曾母盆地的渐新统—下中新统，都是极重要的砂岩储集层。此外，在南海的一些盆地还发育有礁相碳酸盐岩和白云岩储集层，如西北巴拉望盆地的尼多灰岩，珠江口盆地珠江组的生物礁、滩灰岩都是已知的重要产油气层。

4. 上部储集层

此套储集层属于中中新—上新统，主要分布于南海、东海东部、台湾和日本列岛。其中南海发育砂岩和礁及碳酸盐岩储层。前者如文莱-沙巴盆地的诗里亚组和米里组三角洲砂岩和浊积扇砂岩以及珠江口盆地的韩江组三角洲砂岩；后者如曾母盆地的南康组和特隆布组礁灰岩、白云岩以及南沙群岛诸盆地的中新统碳酸盐岩和莺歌海、琼东南盆地的梅山组礁灰岩等。东海和台湾则主要发育砂岩储集层，如台湾西南盆地的乌咀层、中仑层和竹头崎砂岩，台湾西北盆地的打鹿砂岩，东海陆架盆地的玉泉组砂岩等。琉球岛弧外侧的弧前盆地发育有八重山组、岛尻组等上新统的浅海相砂岩。日本列岛北侧诸新生代盆地则以火山凝灰岩为主的储层最为发育，如新潟盆地上新统至上中新统的西山层、椎谷层、寺泊层、七谷层和秋田盆地的天德寺层、船川层和女川层都是所谓的“绿色凝灰岩”产层。其次是海相砂岩产层。

总观全区，从西北向东南，主要储集层的时代逐渐变新，并从以陆相为主逐渐变为以海相为主。自南而北，储集层岩性变化由南海地区的碎屑岩、碳酸盐岩到东海地区的碎屑岩，再到日本海地区的火山凝灰岩和碎屑岩。

（四）盖层和生、储、盖组合

1. 盖层发育特征

中国近海新生代盆地一般随着年代变新沉积范围扩大，并经历由陆相到海陆交替相，

进而到海相的变化。在地层剖面上，砂、泥岩互层特别发育，一般作为局部盖层的泥岩并不缺乏。渐新世晚期和中新世早期发育的湖相和浅海相泥岩，往往是主要油气层的盖层。渤海湾盆地的东营组，苏北-南黄海盆地的阜宁群上部，珠江口盆地的珠江组，莺歌海和琼东南盆地的陵水组顶部和三垭组下部，北部湾盆地的涠洲组下部泥岩均较发育。它们多为盆地主要油气产层之上的第一个重要的区域性盖层。东海陆架盆地岩相变化大，不同地区盖层发育的层位不同。南海北部各盆地中新世以来的海侵，形成了多层海相泥岩，分布广泛，大都是良好的区域性盖层，如北部湾盆地的角尾组，莺歌海盆地的莺歌海组和珠江口盆地的韩江组。渤海湾盆地和苏北-南黄海盆地，中新世以来主要为河流相沉积，稳定分布的泥岩不发育，故上第三系缺乏良好的区域性盖层。南海南部和西南部各盆地已发现的众多油气田中，其局部盖层多为中新统的泥质岩。晚第三纪存在三次海侵，其中以上新世的海侵规模最大。此期在全区发育厚度可观的海侵泥岩，可作为区域性的盖层，如马来盆地的庇隆组，西纳土纳盆地的穆达组，曾母盆地的北康组，文莱-沙巴盆地的利昂组，西北巴拉望盆地的卡卡组和卡加延盆地的卡巴甘组等。

2．生、储、盖组合

按照形成油气藏的生、储、盖条件的配置关系，本区发育有自生自储、古生新储和新生古储三种成油组合形式。

自生自储组合　生油层系内的储集层是油气运移、聚集的“近水楼台”。所以自生自储是最常见的一种成油组合，几乎每个盆地都具有此类组合形式。例如渤海湾盆地的沙河街组、东营组，苏北-南黄海盆地的阜宁群，东海陆架盆地的平湖组和花港组，台湾西北盆地的打鹿层，珠江口盆地的珠海组，北部湾盆地的流沙港组，马来盆地的丁加奴群，曾母盆地的渐新统、中新统，文莱-沙巴盆地的米里组、诗里亚组和贝莱特组，西北巴拉望盆地的尼多组和帕加萨组等。这种组合形成的油气藏，无论在数量或产量上都占首要地位。南海南部和西南部许多较大的油气田属于此类，如文莱的诗里亚油田、安帕西南油田，马来盆地的贡通油田、塔皮斯油田和16-B气田等。

古生新储组合　这是一种通过断层和不整合等作为运移通道，把深部较老的生油层或油气藏中的油气与浅部较新时代的储集层联系在一起的成油组合。前一种可构成古生新储的油气藏，后一种可形成次生油气藏。

在东亚大陆东部和近海的新生代盆地中，张性断裂十分发育，油气垂直运移的通道并不缺乏，只要上第三系具有良好的储、盖和圈闭条件，同时深部又存在合适的油源，这种组合就有能可形成油气藏。已知在中国近海的盆地中发现的较大规模的油气田多属此类。如渤海的埕岛油田、孤东油田，是中新统馆陶组的储、盖层与下面较老的始新—渐新统沙河街组生油层形成的生、储、盖组合；珠江口盆地流花 11-1 油田，是中新统珠江组的生物礁储层和海相泥岩盖层与始新统文昌组、恩平组生油层构成的生、储、盖组合；琼东南盆地崖城 13-1 气田，是上渐新统陵水组砂岩和三亚组底部泥岩分别为储、盖层与始新—下渐新统崖城组生油(气) 层形成的生、储、盖组合。

新生古储的组合　此类组合，一般是指由盆地沉积的生油(气) 层和盖层在一定条件下与盆地基底中某些具储集性能的岩石共同组成的生、储、盖组合。在块断构造发育和断距较大的情况下，有可能沟通这种特殊的生、储层之间的联系，形成基岩油气藏。

东亚大陆东部和近海新生代盆地，一般都存在这种新生古储的成油组合。其中以渤海湾盆地和北部湾盆地最为发育。如渤海湾盆地以沙河街组为生油层和盖层，分别与中生界火山岩、古生界碳酸盐岩储层的成油组合(428 西油田和 BZ28-1 油田)；北部湾盆地以流沙港组为生油层和盖层，与石炭系石灰岩为储层的成油组合(涠 6-1 油气田)。此外，苏北-南黄海盆地也有这种组合形成的油气藏，东海陆架盆地西南部以及珠江口盆地也都有这种组合形成油气藏的征兆。

这种生、储、盖组合的形成条件独特，分布有很大局限性，在压性盆地和剪切拉张的盆地中极少见到。

(五) 圈闭条件及油气藏类型

不同地区、不同类型的盆地，大地构造背景和构造活动性以及沉积环境不同其发育的圈闭类型和油气藏类型也不尽相同。

本区西北部中国大陆及近海的陆内断陷和陆内断拗盆地，因以正断层和块断构造为特征发育断块、断鼻、披覆构造和断层逆牵引构造，而挤压褶皱极少。故其一般发育与基岩潜山有关的复合油气藏、披覆背斜油气藏、逆牵引背斜和断鼻油气藏以及地层和岩性油气藏。如任丘油田(潜山) 埕岛油田(披覆背斜) 等都是颇具代表性的。陆缘裂陷盆地的情况与上述相似，但由于所处地理和大地构造位置的不同，其圈闭和油气藏类型也有明显差别。位于南海北部的珠江口、琼东南等盆地发育生物礁油气藏，而东海陆架盆地因受后期的侧向挤压发育挤压背斜型圈闭，且规模较大。

南海南部和东海东部的一些压性盆地中，与挤压褶皱和泥刺穿有关的背斜是主要的圈闭形式。如文莱-沙巴盆地、曾母盆地以及台湾西北盆地，都有大量背斜油气田。

南海西部的剪切拉张盆地，发育与走滑断层有关的褶皱和与泥刺穿构造有关的圈闭。如马来盆地、莺歌海和西纳土纳盆地等。

在南海地区的多数盆地自渐新世以后发育生物礁灰岩沉积。故这里的许多盆地具有与生物礁有关的地层圈闭油气藏和披覆背斜油气藏等。如西北巴拉望盆地的尼多油田、卡得劳油田和马廷洛克油田，曾母盆地南、北康地区的许多天然气田。此外，在南沙群岛的诸盆地以及菲律宾群岛的许多盆地中，生物礁都是潜在的一种油气藏形式。

日本列岛新生代盆地中的油气藏，多以与火山岩分布有关的披覆背斜和挤压背斜油气藏为主。

五、含油气远景

陆内断拗盆地　一般面积大、沉积厚，沉积岩体积达数万乃至数十万立方公里。发育以早第三纪湖相为主的陆相沉积，生、储、盖组合发育齐全。盆地内与正断层相关的逆牵引构造、断鼻、断块、潜山、披覆构造和岩性尖灭等，提供了多种类型的圈闭。其共同特点是绝大多数油气田都分布在距生油中心不远的早第三纪凹陷中。油气资源比较丰富，如渤海湾盆地已发现近百个油气田，尽管绝大多数是中、小型油田，发现地质储量总数相当可观，其海域仍具有良好的前景。其它如北部湾盆地、苏北-南黄海盆地也

都有油气田发现，其特点也是以小型为主。

陆内断陷盆地　一般面积较小，多为几百平方公里，且多以发育下第三系红色陆相碎屑岩为主，缺乏生油条件，油气远景一般较差。但其中少数盆地因受局部气候和物源条件的影响，能形成相当规模富含有机质的细粒沉积，具有较好的成油条件。其较好的油气远景区往往仅限于较好的生油凹陷里，如百色盆地、三水盆地等。

陆缘裂陷盆地　此类盆地一般面积大、沉积厚，与陆内断坳盆地相似，其主要生油层限于第三纪断陷内。但其渐新世以来为海相沉积，分布极广，横向较稳定且物性良好的海相砂岩和隆起顶部及边缘礁灰岩的存在，使油气的远距离运移和在隆起上聚集成为可能。加之盆地的下中新统在凹陷中心地区具有一定的生油能力，故此类盆地的油气勘探领域较之陆内断坳盆地更加广阔，不仅在凹陷内，而且在隆起上也可以发现油气田，甚至较大的油气田。珠江口盆地东沙隆起顶部的流花 11-1 油田就属此类。类似的神狐暗沙隆起、琼东南盆地的崖城凸起、松涛凸起和台西南盆地的中部凸起，也都是较有利的远景区。

东海陆架盆地因具有先张后压的经历，且其渐新世以来仍有巨厚的沉积并有生油（气）能力。故其下构造层类似陆内断拗盆地应被作为主要勘探目的的同时，上构造层的含油气性不容忽视。沿凹陷中心附近形成的与储集体配套的背斜构造，在压性盆地中往往是寻找油气藏的重要目标。东海陆架盆地中、北部发育一系列规模可观的挤压背斜，它们有可能捕集到渐新统以上源岩的油气，也可能在适当的条件下形成次生油气藏。总之，它们应是寻找较新层位油气藏的重要目标。

剪切拉张盆地　多数沉积规模较大，面积可达数万平方公里，厚度可达万米。盆地结构简单而无明显的分割性。盆地具有高或较高的地温梯度，以晚渐新世以来的海相碎屑沉积为主，生油岩分布广泛且成熟度高。发育以中新统为主的自生自储成油组合。由于受基底走滑断层扭动的影响，盖层褶皱和断裂均很发育。在凹陷深部还特别发育泥拱构造。马来盆地勘探的结果，表明成功率甚高并以富产天然气为特征。由走滑断裂长期扭动所引起的盖层褶皱，大都具有较好的油气远景。莺歌海盆地也属此类，也是勘探天然气的极好远景区之一，现已在红河三角洲地区发现凝析气藏。在此类盆地中寻找和研究由走滑断层活动伴生的褶皱构造，是进一步发现油气田的重要途径。

裂离陆块盆地　这是南海南侧所特有的一类盆地，一般面积可达万余平方公里或数万平方公里。新生界厚可达 4 000m。古新—始新统主要为海相碎屑岩、渐新统以上主要为碳酸盐岩。构造活动微弱、褶皱极不发育。于古新统的碎屑岩中已发现天然气，如礼乐滩盆地。类似的尚有郑和、日积礁、南海礁、南薇滩等盆地。少数位于海槽附近的这类盆地，主要发育渐新世以来的海相碎屑岩、碳酸盐岩。油气主要产于下中新统的礁灰岩中，具有较好的油气远景，如西北巴拉望盆地。

南海南部和台湾海峡的两种压性盆地　曾母盆地和文莱-沙巴盆地是位于南海南侧的两个比较开阔的压性盆地。其共同的特点是面积大、沉积厚，发育海陆过渡相—浅海—半深海相沉积，具有雄厚的生油物质基础。

文莱-沙巴盆地为一弧前盆地，但以其极少有火山物质沉积而有别于一般的弧前盆地。故其生油岩的品质比一般的弧前盆地为佳，加之渐新世以来沉积巨厚，弥补了地温梯度偏低的不足。十分发育的挤压背斜、底辟背斜和滚动背斜以及大型的三角洲前缘砂和

浊流砂体，为石油的储、聚提供了有利条件。沿盆地轴部附近呈北东方向分布众多的油田(包括有东亚著名的诗里亚油田)，但天然气田甚少。此盆地可谓弧前盆地中石油储量之佼佼者。但这里开发历史较久，大部分重要油田累积产量已超过或接近其可采储量之半，个别油田已经枯竭。近几年来仍有新的发现。

曾母盆地为一前陆盆地，与一般前陆盆地的差异在于其碰撞一侧(南侧)并未形成强烈造山，故而盆地南部褶皱构造地虽十分发育，但破坏并不十分严重，北部构造较为平缓、完整。盆地具有高一较高地温梯度，除下中新统的海相碎屑岩外尚有渐新统的煤系作为源层，有机质成熟度高。盆地北部的南、北康地区已发现多个相当规模的天然气田，盆地南部发现少数几个油田。近几年来的勘探结果，表明发现的势头甚高，特别是勘探天然气的远景极好。

台湾西北盆地亦具有前陆盆地之特征，地温梯度较高，但在上新世以前乃是陆缘裂陷盆盆地的性质。与一般前陆盆地不同，其在地质历史中，大部分时间的主要物源为东亚大陆而不是台湾造山带。故其主要沉积中心靠近东部的后期造山带。其沉积虽以海相为主，但受陆的影响很大。发育煤系和含 III 型干酪根的泥质岩,以形成天然气为主。由于东部后期构造变动剧烈，构造破坏较为严重，加之缺乏好的储层，故其有经济价值的油、气田甚少。台湾西部陆上虽已发现多个气(油) 田,但一般规范都很小[1]。向盆地西部台湾海峡地区，构造保存条件变好，更靠近主要物源，储层可能较为发育。从长康气田的发现来看，油气远景似有变好的趋势。

东部岛弧地区的盆地　　此区发育的与俯冲作用有关的拉张盆地(弧后盆地和弧间盆地) 和挤压盆地(弧前盆地)，其共同特点是规模较小，形成时间较晚，发育期短和发育火山岩或含火山物质的海相沉积，一般不具备形成大油气田的条件。

其中的弧后盆地，一般具有较高地温梯度，成油条件尚好。有些已发现不少油、气田，但一般规模较小。如日本的新潟、秋田等盆地，已知最大的阿贺冲油田，可采储量800 万吨。东海的冲绳海槽盆地，其西部新生代沉积厚逾 4 000m，有一定的成油条件。但大部地区沉积不厚，且又有大量火山岩分布，成油条件不理想。发育于菲律宾群岛的拉张盆地有卡加延、米沙鄢等弧间盆地，由于沉积规模较小，构造形成偏晚等成油条件不够理想，至今尚无具经济价值的发现。

此区的弧前盆地，大多数地温梯度偏低，有机质转化较差。目前仅发现个别规模很小的天然气聚集，如日本的宫崎盆地、骏河湾盆地等。而分布在菲律宾群岛的西吕宋海槽、吕宋中央河谷等盆地大多为此类盆地，均无重要的发现。

深海堆积盆地　　分布在南海海盆边部的深海堆积盆地,大多是中新世以来形成的,沉积很薄，也无明显的构造起伏，形成油气的条件很差。

此外菲律宾海广大海域，新生代以来沉积普遍很薄,缺乏具勘探价值的新生代盆地。

1）支家声等，1987，台湾石油与天然气地质研究，浙江石油地质研究所。

中国海域新生代盆地煤成气分布

与煤系有成因联系的天然气，即煤系中以III型干酪根为主的有机质在热演化作用中所生成的腐殖型热解气，称为煤成气（humic gas）（地质矿产部石油地质研究所，1987）；也有称煤系天然气（coal measures natural gas）（史训知，1987）。这是近一二十年开拓的找气新领域。目前在国内外都已发现了一批这种类型的天然气田，如欧洲格罗宁根气田和我国中坝、文留气田等。海域的平湖油气田和崖13-1气田亦是煤成气田。足见开拓这一新领域具有光明前景。笔者根据研究我国陆地煤成气所得认识，进一步讨论我国海域新生代盆地煤成气形成的地质构造背景和资源分布及其勘探前景，期望对于在我国广阔海域勘查天然气的工作有所裨益。

一、海域新生代含煤-含油气盆地

没有盆地就没有石油的名言已广为流传。"含煤盆地"和"含油气盆地"的使用也早已习以为常。冯福闿和笔者等人在研究煤成气时使用了"含煤-含油气盆地"一词，藉以说明沉积盆地中的天然气（煤成气）与含煤盆地演化趋势的联系，即表示"沉积盆地中煤层和含腐殖型有机质沉积物在盆地演化历史中，在适宜的地质环境下，凡经历过生烃过程并能聚集成工业性气（油）藏，即可认为含煤盆地已发展为含油气盆地。"（地质矿产部石油地质研究所，1987）

在我国海域内，除了冲绳海槽盆地和南海南部诸盆地外，近海大陆架尚有8个新生代沉积盆地，即渤海盆地、北黄海盆地、南黄海盆地、东海陆架盆地、台西南盆地、珠江口盆地、莺歌海盆地（包括琼东南拗陷）和北部湾盆地。它们是随着"泛大陆A"（Pangea A，约2亿年前）解体后的三次构造变格运动而形成的一系列大陆边缘盆地（朱夏，1986）。其基底和早期发展与中国大陆板块有密切联系，后期的发展则有各自的特殊经历。但一般都经历了从断陷到拗陷的演化。

与盆地的分阶段发展相呼应，沉积也经历了从陆相到海相的演变。第三纪早期的断陷陆相沉积虽间有海相薄层，但主要发育河湖三角洲和滨湖沼泽相沉积。中新世以后的拗陷沉积，主要发育滨海沼泽、河流三角洲-浅海相。并相应在滨湖沼泽和滨海沼泽环境中形成了一系列含煤岩系。这些盆地遂成为太平洋西岸聚煤带的一部分，北起渤海，经南黄海、东海、台西南、珠江口、莺歌海直到最南端的曾母盆地，含煤岩系分布广泛，形成和延续的时间长（丁培民，1989）。

研究表明，煤系中的煤层和与煤层有成因联系的暗色泥质岩都含有较丰富的有机质，并经模拟热演化实验证明是良好的煤成气源岩（地质矿产部石油地质研究所，1987）。我国海域诸盆地中的煤系，不仅有机质含量丰富，而且在盆地持续的沉降中不断深埋，从而得到良好的保存；加之盆地的地温梯度一般都大于3°C/100m，创造了有利的热演化

条件，使有机质得以不断生成烃类，一部分烃类得以聚集形成工业性油气藏。这些盆地遂发展成为含煤-含油气盆地，成为勘探煤成气（油）的一个重要领域。例外的是南黄海盆地和渤海盆地虽然也有较厚的第三纪煤系，但由于演化程度低，迄今尚未发现典型的煤成气。陆地上的油气勘探也证明，由于受构造运动和保存条件的影响，并不是所有的含煤盆地都能发展为含油气盆地。一些含煤盆地最终仍然保持着单一的聚煤区，并未形成煤成气（油）的工业性聚集，充其量不过是在煤层中主要以吸附形式保存有一批煤层甲烷而已。

二、煤系烃源岩与煤成气的分布

由于海域诸盆地所处大地构造位置和演化历程的差异，它们的煤系烃源岩的发育状况和煤成气的分布也各有特色。自北而南分述如下：

渤海盆地　实际上是华北盆地向海域的延伸部分。第三系东营组、馆陶组和明化镇组发育有滨湖沼泽相煤系，多数是薄层褐煤，热演化程度不高（R^o 在 0.4—0.8%），未及生成大量煤成气。已发现的一些天然气均属“油型气”。

南黄海盆地　在渐新统戴南组和三垛组有含煤岩系，属河湖-三角洲沼泽相，煤层共 8—25 层，单层厚 0.3—2.5m，与碳质页岩互层，主要为褐煤，少数为长焰煤。由于地温梯度仅 2.6°C/100m，生油门限深度相应加大达到 3 200m；而煤系的埋藏深度却小于 2 500m，成熟度低，总烃仅 30—152ppm，未能转化成大量煤成气（郭振轩，1986），迄今只在两口探井中发现少量原油。

东海陆架盆地　自古新世到上新世发育了多旋回的煤系。北部是陆相煤系夹少量海相层；南部为滨海沼泽煤系，夹较多海相层。煤系最大厚度达 3 500m，含煤层 50—60 层，最多的近百层。煤层单层厚 0.3—2.5m，最厚的 3—4m，有的剖面煤层累计厚达 288m，是沿海聚煤带中含煤层数最多最厚的地区，它们和泥质岩一起成为东海的主要油气源岩。在不同部位，煤的变质程度差异较大，西部一般为褐煤—长焰煤，东部达焦煤阶段。根据岩样分析、热演化史和实测的 R_0 值，本区煤系 III 型干酪根居多，其成熟门限深度在 2 500m 左右，早第三纪的煤系有机质都已进入成熟—过成熟阶段，无疑已生成大量煤成气。实验表明，煤系中所含镜质组即使在生油窗内（2 500—4 800m 深度）也有大量煤成气生成，模拟热解产气率在 220—280mL/g。有趣的是在煤和泥岩有机组分中含有较富集的壳质组，其生气潜量达 359mL／g，大于同样品中镜质组的生气潜量 244mL/g[1]。这些壳质组分在煤系有机质演化热解过程中，不但生成了业已在东海发现的高产量轻质油，而且也生成了相当数量的煤成气。以上两种情况可以较好地解释为什么东海很少纯气层或纯油层，而总是油气同层同高产。近年来该区发现的煤成气（油）层位与煤系的分布层位大体一致，即自古新统到中新统都有（上新统已见显示，未测试）。但高产层位主要在始新统和渐新统，与煤系的变质程度相一致。其中产量最高的一口井日产气 148 万立方米，轻质油和凝析油 1 892m³。一般气油比变化在 0.8—7.7 间，气的比例很大。预测全区煤成气资源总量有数万亿立方米，而且主要分布在盆地北部，南

1）据中国科学院地球化学研究所模拟热解实验结果。

部则有更多的油。

南海诸盆地　早第三纪南海西部为陆，东部为海；晚第三纪以来北部和西部处于海侵，东部和南部则在海退的趋势下。因而在各个部位发育了河流沼泽、滨湖沼泽或滨海沼泽，形成了北部沿海聚煤区和以曾母盆地为主的南海南部聚煤区。

北部聚煤区发育了两套煤系。一是早第三纪陆缘断陷中的滨湖沼泽煤系，以珠江口盆地的始新统恩平组和莺歌海盆地[1]渐新统崖城组为代表；另一套是各地中新统的滨海沼泽煤系。煤系最大厚度在珠江口盆地达 3 000m,北部湾和莺歌海盆地厚 350—1 600m，含煤层 10—24 层，单层厚 0.2—2m，累计厚3—22m，多与页岩共生，其有机质干酪根属 III 型（腐殖型），以生气为主。崖城组煤系的成熟门限深度在 3 200m 左右,有机物在快速埋藏（沉积速率达 169m/Ma）和高地温梯度（3.5—4.2°C/100m）条件下,已达焦煤-贫煤阶段，R_0 为 0.9—2.2%，从而生成了大量烃类和 CO_2，运移在上部陵水组圈闭中，形成 CO_2 含量高的崖 13-1 气田(陈伟煌,1987)。其天然气组分平均甲烷占 86.6%，重烃 2.9%，CO_2 占 10.0%，仅伴生少量轻质油,单井日产气 120—180 万立方米。预测包括琼东南拗陷在内的莺歌海盆地煤成气资源总量在 10 000 亿立方米以上。珠江口盆地以产油为主，其煤成气资源总量要比莺歌海少一些。

台西南盆地也有两套煤系，一是古新统至始新统的断陷型河湖沼泽相煤系，厚度大于 2 500m；另一套是上渐新统至中中新统的滨海-浅海相砂页岩和煤层，厚 2 000—4 000m，有机质丰富（有机碳含量平均 0.82%，最高 2%）。其中的打鹿页岩干酪根镜质组占 80%，壳质组 5—10%，属于产气为主的 III 型干酪根。变质程度各地不一，R_0 在 0.45—1.3%，演化深的地区已生成大量湿气和轻质油与凝析油[2]（Snowdon *et al*.，1982）。在海区渐新统砂岩中已打出高产气和凝析油。

南海南部聚煤区中的曾母盆地也有将近七分之六的面积在我国海疆内。其中沉积物含三套煤系：1）晚白垩世—始新世隆巴望群海岸潟湖相煤系，富含有机质，以产气为主；2）中新世阿兰组滨海沼泽相煤系（索康拗陷内），以 III 型干酪根居多；3）晚始新世—早中新世尼亚劳组海岸平原相煤系。由于本区具高热流值，地温梯度高达 3.7—6.4°C/100m[3]，因而有利于煤系在高效率的热演化作用生成大量煤成气。目前，外国公司已在该区发现了几十个气田，是煤成气赋存的又一重要地区。

三、勘探前景展望

我国海域 200m 水深以内的大陆架面积约 130 多万平方公里，拥有的油气资源占全国资源总量的三分之一。其中的天然气资源量，煤成气所占比例超过一半，具有广阔的勘探前景。

在近十几年内开始的对于沿海大陆架盆地的油气勘探，主要集中在渤海、南黄海、东海、珠江口、莺歌海和北部湾六个新生代沉积盆地。已经获得一系列重要发现，找到了一些煤成气田（藏）（图 1）。今后必将会有更多的发现。

1）包括琼东南盆地。

2）支家声等，1987，台湾石油与天然气地质研究，浙江石油地质研究所。

3）吴进民，1989，南海天然气地质条件研究，"七五"攻关报告。

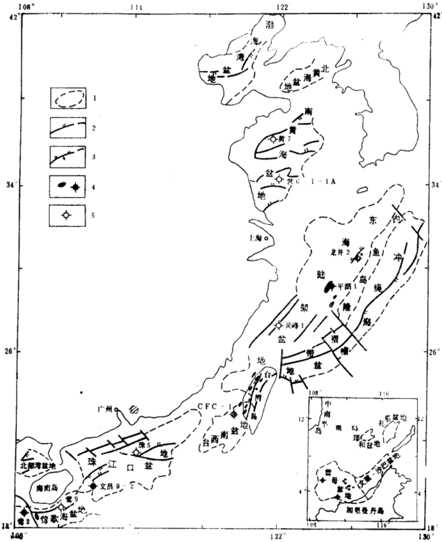


图 1 中国近海新生代沉积盆地煤成气分布图

1. 构造单元界线；2. 正断层；3. 逆断层；4. 气田、气井；5. 井位

渤海盆地和南黄海盆地虽然由于第三纪煤系的变质程度低或后期改造的原因，尚未找到典型的煤成气，但该区广泛分布侏罗纪和石炭—二叠纪的煤系，亦是煤成气源岩，在特定条件下可能形成古生新储的文留式煤成气田。

东海陆架盆地面积 26 万平方公里，是勘探煤成气的主要海域，资源最为丰富，有多层源岩和分布广泛的储层。目前的主要产层是下第三系平湖组和花港组的河流相和水下扇砂岩以及中新统三角洲砂体，一般厚 5—10m，最厚达 50m，孔隙度 10—32%，渗透率变化很大，从几十到几百毫达西（平湖组和花港组）以至几千个毫达西（中新统）。此外还有礁、灰岩和变质岩可作储层。通常都具备区域性或局部盖层。从 K_2—N_1 各层组

有多个生储盖组合。已经发现数以百计的以局部构造为主的各种圈闭，有的面积达几百平方公里，具有良好的油气聚集保存条件。盆地北部的西湖凹陷和南部的基隆凹陷是最有远景的构造单元。在西湖凹陷已证实了包括平湖油气田在内的几个油气聚集带。预计在未来将能提供数以千亿立方米计的煤成气。

东海陆架南端的台湾西部拗陷（海峡）已有长康气田（储量 30 亿立方米）[1)]和台西气田。最近又发现了以 CBK-19 井为中心的气田。渐新统上部的滨海煤系和中新统海陆交互相的煤系提供了大量气源；中新统打鹿层三角洲砂体是主要储层，孔隙度 4—29%，渗透率 1—715md，断块背斜圈闭为主。预计该区还能发现新的气田，特别是在海峡的中新世古滨海区有滨海沼泽煤系与古河道砂体的结合，会形成一些气田的。

台西南盆地面积 4.6 万平方公里，约有 6 000km^2 在台湾陆上，所打几十口井有的见气。海域中部隆起的 CFC-1 井渐新统砂岩中获日产 71 万立方米天然气，33t 凝析油。有 7 个产气层，分属 6 个时代（K_1，E_{1-3}，N_{1-3}），均为砂岩储层，孔隙度 17—26%，渗透率 37—850md。煤系气源丰富，有几十个背斜、断块等类圈闭和区域性泥岩盖层，保存条件较好，有希望发现新的气田，以两侧均有生气凹陷的中部隆起最有远景。

珠江口盆地虽以产油为主，但恩平组和珠海组的煤系可生成大量煤成气，有可能在珠海组滨海砂岩（孔隙度 12—28%，渗透率 98—2 961md）和珠江组三角洲砂岩（孔隙度 20—25%，渗透率 1 298—4 952md）的圈闭中，以珠江组上部区域性分布的泥岩为盖层，聚集成气藏。往西部的珠三拗陷煤系源岩更为发育，成熟度高，是今后寻找煤成气的主要地区，尤以盆地中的神狐暗沙隆起是最有希望的。目前已发现文昌 9-2 气田、其上的文昌 9-2-1 井日产气 72 万立方米。

莺歌海是另一个最有希望发现新的煤成气田的盆地。正筹划开发的崖 13-1 气田地质储量近千亿立方米。气源岩崖城组分布广，拗陷中心的生气丰度为 200 亿立方米/km^2 以上。第三系有良好的生储盖组合，其中最好的是以崖城组煤系为源岩、陵水组三角洲-滨岸相砂岩为储层（孔隙度 8—20%，渗透率 1—1 000md）、三亚组和梅山组泥岩为盖层的组合。已发现多种类型圈闭，以背斜较多。琼南崖南凹陷中部隆起是评价最好的地区。莺歌海盆地西北端亦有第三系煤成气生储盖层，亦是有希望找到气田的地区。

北部湾盆地第三系含煤少，I，II 型干酪根占多数，演化程度不高（R_0 为 0.5—0.84%），以生油为主，目前所产气（C_1 灰岩中）不属煤成气。

南海礼乐滩盆地以半深海页岩为油气源岩，不是勘探煤成气的地区。曾母盆地由于第三纪煤系烃源岩广泛发育，又属高热流区（>2HFU），有机质演化程度高，有几套较好的生储盖组合，储层有砂岩和礁灰岩、白云岩（孔隙度 20—40%，渗透率 50—2 500md），以中上新统海相页岩为盖层，有礁隆和一些局部构造圈闭，具备良好的成气条件。目前在这一些地区外国公司的勘探活动有增无减，所发现的气田主要集中分布于南康台地隆起上。预测在该区和中部隆起以及东纳土纳斜坡都有希望发现新的煤成气田，是我国待开拓的重要找气领域。

---

1) 文家声等，1987，台湾石油与天然气地质研究，浙江石油地质研究所。

南海新生代盆地地质特征及油气分布控制因素

据不完全统计，国内外在南海已做地震勘探超过 100 万测线公里，钻各种钻井 1 700 口以上；已发现和推测的大小沉积盆地约 75 个，在 16 个盆地中发现 226 个油气田或含油气构造，其中约有 60 个油气田已投入开发，1987 年日产油 10 万吨，气 9 万立方米，从而使南海跻身于世界油气区之列。但是和世界上大油气区相比，现已发现的油气田多属中小型，储量发现不多，勘探领域不够广泛。为了进一步提高勘探效益，除改进地震技术、提高勘探程度、增加钻探工作量外，应该在南海整体演化的基础上，以盆地为对象积极开展综合研究，不断深化认识，搞清油气生聚的基本地质因素，以正确的理论来指导油气勘探工作。

一、主要含油气盆地类型及其特征

区域地质和地球物理资料表明，南海及其周围分布着华南、北越、昆嵩、西沙、南沙、曾母和西婆罗洲等古老陆块，它们在印支运动之后已连成一体，但在欧亚、印澳和太平洋三大板块相互作用下，这些陆块之间和陆块与岛弧增生体之间又产生了复杂的活

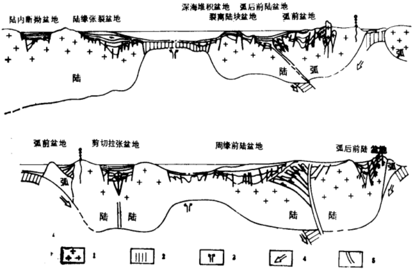


图 1　南海新生代盆地成因类型示意图

1. 陆壳、过渡壳；2. 洋壳；3. 扩张中心；4. 俯冲带；5. 缝合线

动。研究认为南海的形成自印支运动以来经历了安第斯型大陆边缘（侏罗—白垩纪）—剪切拉张边缘（晚白垩世—早第三纪）—小大西洋海（渐新世—早中新世）—岛弧边缘海（中中新世—现代）四个演化阶段。其间以渐新世中期的南海运动为界，又可概括地分为古南海的消亡和萎缩阶段（晚白垩世—早渐新世）及今南海的扩张和形成阶段（晚渐新世—现代）[1)]。

在上述复杂活动的背景中，以盆地的成因为定名依据，将其划分为五型十类（图 1）。

（一）离散型盆地

位于南海北部拉张型陆壳边缘上，与被动大陆边缘上的盆地相似。盆地具双层结构：下构造层（上白垩统？—下渐新统）以陆相沉积为主，属北东向陆内裂谷堆积，以分隔的多裂陷中心分布为特征；上构造层（上渐新统—第四系）以海相沉积为主，受北东东向南海扩张的影响，在早中新世晚期、中中新世晚期和上新世早期发育三次海侵高峰期，它属于裂后沉积，在盆地中广泛分布。这类盆地中正断层发育，垒堑结构占统治地位。局部构造多受基底控制，以与基岩隆起、断块有关的披覆背斜、生长背斜、古潜山构造和断背斜等为主。地温梯度属中等偏高，平均 3—5°C/100m。

这类盆地又可分为两个亚类：

陆内断拗盆地　位于陆块内部，地壳厚度较大（30km），盆地主要在早第三纪裂陷阶段发育，因而下构造层发育，厚度大（表 1）。主要含油气层系为下第三系，如北部湾盆地。

陆缘张裂盆地　位于陆块边缘，地壳厚度较薄（14—26km），盆地主要发育阶段是晚新生代的断坳沉降阶段，因而上构造层发育、厚度大（表 1）。主要含油气层系为第三系中部，如珠江口盆地、琼东南盆地。

表 1　南海北部陆缘新生代上、下构造层厚度变化表

盆地	陆内断拗盆地		陆缘张裂盆地				
	雷东	北部湾	珠江口			琼东南	台西南
			珠 3	珠 1	珠 2		
上构造层厚度(m)	1 800	3 000	3 500	5 000	6 000	8 000	9 000
下构造层厚度(m)	2 900	6 000	6 000	2 000	3 000	3 000	0—2 500

（二）聚敛型盆地

盆地位于汇聚构造背景上，这是南海南部和东部边缘的特点。汇聚双方可以都是陆块或都是洋块，或一方为陆块，另方为洋块。因而地壳性质是减薄的陆壳或增厚的洋壳，

1）吴进民，1987，南海新生代沉积盆地类型及油气远景，中国南海北部大陆架石油地质国际研讨会论文集。

地壳厚度变化范围为14—28km。盆地形成时间一般晚于块体的汇聚时间，因而下构造层已褶皱变质，构成盆地基底的一部分。上构造层以海相沉积为主，并呈现海退旋回的特征。盆地边部挤压应力明显，但随着远离聚敛带，断层由逆变正，褶皱趋于平缓。

根据构造位置的不同，这类盆地可分为三个亚类：

周缘前陆盆地　　位于陆-陆碰撞带上，盆地位于俯冲板块上，主要部分属稳定克拉通，变形微弱、正断层发育，碳酸盐岩广泛发育；另一侧为仰冲板块的褶皱—冲断造山带，变形强烈，以碎屑沉积物为主。这类盆地地温梯度较高（4.42°C/100m）。含油气岩系以中—上中新统为主，如曾母盆地。

弧后前陆盆地　　位于弧-陆碰撞带上，盆地位于巴布亚新几内亚型岛弧仰冲推覆体前方的陆块边缘上。盆地前期原型与其原来的构造位置有关。盆地形成于仰冲推覆体停止活动之后。例如南沙海槽盆地形成于中中新世。由于物源供给不充分，沉积厚度不大，目前仍为一深水槽地。其下叠伏有南沙地块的早第三纪裂谷沉积和中第三纪台地沉积。盆地地温梯度低（<3°C/100m）。中中新统以上沉积均不成熟。

弧前盆地　　位于洋-弧间，通常发育于俯冲带和火山弧之间。例如吕宋中央河谷盆地，盆地中堆积了4—19km厚的上渐新统—第四系富含火山碎屑的沉积物。盆地在中中新世才统一成盆（Bachman 等，1983），按 Seely 等（1977）分类属复合型弧前盆地。但也有的盆地火山碎屑堆积并不发育，可能和斜向汇聚有关，如沙巴—文莱盆地。按 Seely 等（1977）的分类属增生型弧前盆地。这类盆地地温梯度低（<3.0°C/100m），主要含油气层系为中新统—上新统。此外，位于台湾岛弧和菲律宾岛弧之间还有卡加延弧间盆地。

（三）剪切型盆地

南海西部的块体受印度板块活动的影响，块体间以走滑断裂相隔，受这些断裂控制形成的盆地具有明显的先张后压的剪切旋回。早期（始新世—中中新世）与陆内裂谷作用相似，以陆相沉积为主，但没有明显的分隔性。中期（晚中新世）剪切挤压，使早期正断层变为逆断层，挤压褶皱型的局部构造也多在此时形成。晚期（上新世—第四纪）平静或急速沉降。这类盆地地温梯度较高（>4.0°C/100m），主要含油气层系为中新统。也可分为两个亚类：

剪切拉张盆地　　剪切旋回比较明显，如马来盆地和莺歌海盆地，前者应比后者形成早。

拉张剪切盆地　　后期挤压作用不明显，因而局部构造仍多与张性断层及基岩隆起有关，如北大年盆地。

（四）重力沉降型盆地

此类盆地指在南海破裂不整合产生之后，由于洋壳缓慢沉降而形成的。盆地构造活动性小，沉积厚度不大，局部构造不发育，地温梯度低，一般无油气远景。也可分为两类：

深海堆积盆地　　奠基于洋壳之上，以深海软泥为主，部分含陆源碎屑、火山碎屑及自生碳酸盐岩沉积为特征，如笔架南盆地。

裂离陆块盆地　　位于随洋壳移动的碎陆块上。在隆起上多以滨—浅海相碳酸盐岩沉积为主，坳陷中则为浅—半深海相碎屑岩。如礼乐盆地，它的前期原型盆地可能是陆缘张裂盆地。

（五）复合型盆地——陆缘张裂-弧后前陆盆地

这类盆地的典型例子是台西南盆地。它西部和东部的盆地结构明显不同。西部经历

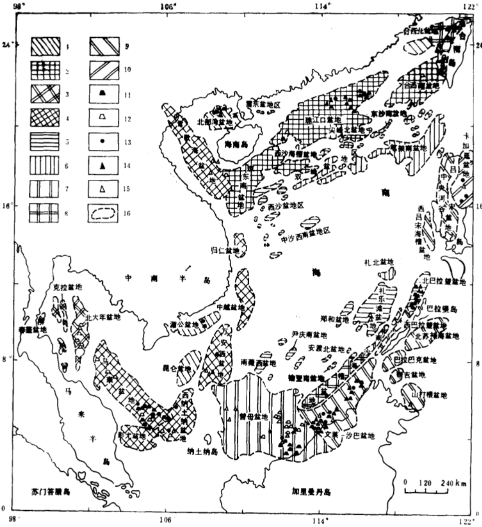


图2　南海新生代盆地分布图

1．陆内断拗盆地；2．陆缘张裂盆地；3．拉张剪切盆地；4．剪切拉张盆地；5．裂离陆块盆地；6．深海堆积盆地；7．周缘前陆盆地；8．弧后前陆盆地；9．弧前盆地；10．弧间盆地；11．油田；12．气田；13．油井；14．油气井；15．气井；16．盆地边界

了早期（古一始新世）陆内断坳阶段，后期（晚渐新世一第四纪）陆缘张裂阶段，主要含油气层系为渐新统一中新统，局部构造多与基底活动有关，地温梯度中偏高。东部除上述两个阶段外，在中新世晚期受吕宋弧向西碰撞推覆的影响，成近南北向强烈沉陷，发育伴有逆断层的北北东向褶皱构造带，此阶段可称为挤压改造阶段，具有弧后前陆盆地的特征，地温梯度低，主要含油气层系为上新统一第四系。

南海不同类型盆地分布如图 2。

二、油气分布规律及其控制因素

据初步统计，南海已知有 16 个新生代含油气盆地和 226 个油气田或含油气构造（见图 2 和表 2）。其中油田（含油构造）和气田（含气构造）各占一半。它们在空间上的分布具有一定的分异性，主要表现在下列几个方面：

（1）含油气盆地主要分布在南海周缘上。图 2 显示现已发现的含油气盆地均位于浅海陆缘区，离中部海盆区越近的盆地其油气远景越小。这除了与现有勘探程度有关外，主要和陆源物质供给，以及构造运动的影响有关。靠近陆地的盆地，有大量陆源碎屑和有机物质堆积埋藏，沉积厚度巨大，可以形成较大面积的盆地，同时也促使下部沉积物中的有机质得以成熟向油气转化。受盆地边缘造山带的影响，可以形成众多构造和不整合圈闭，有利于油气运移和聚集。

（2）长期快速沉降、沉积速率大的盆地含油气性好。世界油气勘探实践表明，盆地面积大小不是油气丰富程度的决定因素。许多小盆地由于具有很高的沉积速率也产有丰富的油气。而沉积速率的大小取决于盆地类型。

表 2　南海新生代盆地油气田（含油气构造）统计表

盆地	油气田或含油气构造数	油田数或含油构造	气田数或含气构造	盆地	油气田或含油气构造数	油田或含油构造数	气田或含气构造数
北大年	10		10	礼　乐	1		1
春　蓬	1	1		中央河谷	1		1
马　来	45	19	26	北巴拉望	9	7	2
西纳土纳	9	5	4	台西南	18		18
湄　公	2	2		珠江口	19	18	1
万安西	4	2	2	琼东南	5	4	1
曾　母	53	17	36	北部湾	8	8	
文莱-沙巴	38	30	8	莺歌海	3		3

占世界重要油气盆地 46% 的前陆盆地，其沉积速率一般在 100—500m/Ma[1)]，而曾母盆地平均沉积速率（渐新世—现代）为 275m/Ma，台西南盆地东部上新世以来沉积速率竟达 1 000m／Ma。陆缘张裂盆地占世界重要油气盆地的 16%，可采储量占世界 23%[1)]，其沉积速率为 30—100m/Ma，南海陆缘张裂盆地经历了两次裂谷拉张，新生界平均沉积速率达 153m/Ma。占世界重要油气盆地 18% 的陆内断拗盆地早期沉积速率为 100m/Ma，后期沉积速率约 50m/Ma。而南海北部湾盆地，珠三拗陷相应为 182m/Ma

1）张亮成，1986，世界沉积盆地与油气分布，石油工业部石油勘探开发科学研究院。

和94m/Ma。剪切拉张盆地的沉积速率一般在50—400m/Ma，最大可达1 000m/Ma以上（Mitchell等，1986）。莺歌海盆地后期沉积速率可达350m/Ma。可见南海大部分沉积盆地的沉积速率相当或高出世界平均值，它们应具有较好的油气远景。相反，裂离陆块盆地、深海堆积盆地沉积薄，沉积速率为30—60m/Ma，油气远景较差，这和勘探结果相符。弧前盆地含油气性变化很大，一些陆-弧间的弧前盆地油气非常丰富，如南海巴兰三角洲的沉积速率在500m/Ma以上，已发现十余个油气田。而位于洋-弧之间的弧前盆地，虽也有很高的沉积速率，如吕宋中央河谷盆地沉积速率高达400m/Ma以上，但迄今发现油气甚少。其原因在于大量火山碎屑的堆积，使沉积剖面中有机质含量减少，另外热流低，成熟度低也不利于成油，但有可能发现天然气。

（3）有机质类型和热演化程度决定了油气的分布。目前在16个含油气盆地中，有6个盆地只发现天然气田。天然气田平面上分布在台湾—吕宋岛区、莺歌海—琼东南及珠三坳陷区，泰国湾区和南沙区四个相对集中的区域，其他盆地则为油气共存，并以油为主。产生这种现象的原因主要是有机质类型和热演化程度的差异。具有丰富III型干酪根（特别是含木质素等的III型干酪根），源岩热演化程度高或低的地区都是有利的产气区。因而地温梯度高，后期快速沉降，沉积速率高，使源岩很快进入产气阶段的地区都有丰富天然气，如台西南盆地东部、莺歌海盆地、琼东南盆地西部、北大年盆地都是这样的地区。而珠江口盆地珠一坳陷和北部湾盆地以I，II型干酪根为主，后期沉积速率较小，则以成油为主，只伴有少量天然气。珠二坳陷和台西南盆地西部应是油气并重的地区。礼乐盆地新生界热演化程度低，所产气有可能来自中生界。

（4）沉积旋回和沉积相控制生、储、盖层的时空分布。一般来讲，油源岩位于沉积旋回中部，而储层则位于沉积旋回初期或末期。由于沼泽煤系地层是南海重要的气源岩，因而旋回初期和末期也是气源岩的发育期。由于早第三纪时南海存在西陆东海的古地理景观，以及奠基于华南陆块上的盆地具有多旋回的特征，空间上生、储层的时代自西向东、自北向南逐渐变新。例如北部湾盆地以始新统流沙港组自生自储为主；珠江口盆地则以始—渐新统文昌组、恩平组为烃源层，渐新统珠海组和下中新统珠江组为主要储层；台西南盆地则以渐新统、下中新统为生、储层；台西南盆地东部则在上中新统和上新统中产气，可能是自生自储型。南部泰国湾内的盆地以下—中中新统为自生自储型；曾母盆地则以下—中中新统为主要源层，中—上中新统为储层；沙巴-文莱盆地东部则以上中新统为生、储层。时间上属于多旋回的盆地可以存在多套生油气层，例如台西南盆地的中生界、下第三系和上第三系—第四系，礼乐盆地的中生界和下第三系都有可能成为良好的生、储层位。

浊积扇、三角洲、滨海砂岩和礁碳酸盐岩是南海最重要的储集岩相，湖相或海相泥岩是最重要的盖层岩相。在其他条件相似的情况下，有无有利的储集相带和良好的盖层分布便决定了油气田的形成和保存。例如著名的大气田崖13-1构造位于陵三段三角洲前缘砂体和分流河道砂体上，储层物性好，厚度大，故而形成大气田。而邻近同属一个构造带的崖19-1构造，则因位于三角洲末端砂坝位置上，泥质含量高，储层物性变差，只含一些气，未能形成大气田[1]。珠江口盆地初期勘探重点集中在古三角洲相区的一些

1）戴廷锐、李明德，1989，琼东南盆地崖13—1地区下第三系沉积体系的探讨，中国海上油气（地质）第3卷第2期41—47。

大型构造上，但由于缺乏盖层而未获成功；后来转入惠州凹陷工作，那里珠江组前三角洲泥岩和陆架泥岩，构成凹陷的区域性盖层，生、储、盖条件结合较好，因而短短三年中发现了8个含油构造。

（5）圈闭形成的时间控制油气藏的形成。

南海除其东缘和南缘外，大部分地区构造活动微弱，至今仍处于沉降背景中，因而保存条件良好，而构造条件较差。目前已知的油气圈闭仍以具较明显幅度的构造圈闭和礁岩圈闭为主。根据南海盆地类型的特点，大部分盆地中的圈闭与基底断块升降及岩性-地层因素有关，如同沉积背斜、滚动背斜、披覆背斜、断背斜、断块和礁岩圈闭等，其形成时间一般早于源岩层的排烃期，利于捕集油气。少数迄今勘探成效不理想的盆地或地区，与构造形成晚有关。例如珠江口盆地始新—下渐新统源岩大量排烃时间在中中新世晚期，而大部分圈闭在早中新世即已形成[1)]，可以接纳大量油气形成油气藏。相反，吕宋中央河谷盆地下中新统在中中新世末才开始生油，门限深度在5.5—6km以下，而盆地内主要褶皱运动时间为晚中新世—上新世（Bachman等，1983），亦即构造形成时间晚于成油排烃时期，尚未见有重要的油气勘探成果。据了解，珠江口盆地珠二拗陷北部番禺低隆起上已钻8个构造均告落空，其重要原因之一就是构造形成晚。

（6）油气田主要分布在长期隆起的低隆起上或生烃拗陷的边缘。低隆起或拗陷边缘的地层发育较全，具有较好的储集岩相和盖层条件，又是油气运移方向指向的地区，可以汇集邻近拗陷生成的油气形成油气藏。相反，抬起过高的地区往往因缺乏某一成藏条件而勘探落空。例如台西南盆地致昌气田位于自西向东倾伏的中央隆起中部，可以接受来自北、东、南三个方向的气源，而位于其西的A-1井则因抬起过高成为干井。南海北部最大的气田崖13-1构造位于崖南凹陷西缘的低凸起上，气田左右逢源，圈捕到大量天然气。相反，英国BP公司在珠江口盆地西部的油气勘探中，在中第三纪的隆起上共钻11口井，无一建树，其原因即在于抬起过高，缺少目的层。

另一些缺乏低隆起的盆地则常在拗陷（凹陷）边部见油气田分布，如北部湾盆地、北大年盆地。

（7）不同类型盆地具有不同的成藏特点。陆内断拗盆地以下第三系自生自储、新生古储为主，盆地分隔性强，陆相地层相变大，油气运移距离短，油气围绕生油气凹陷分布，主要形成中小油气田。

陆缘张裂盆地以下第三系陆相烃源岩，中第三系过渡相储集岩，中新统海相盖层组成的生储盖组合为特点。储层分布较广，物性较好，油气可以产生较长距离运移，主要分布于拗陷斜坡或隆起边缘。有可能形成中、大型油气田。

剪切拉张盆地地温高，中新统为生烃岩及储集层，盆地无明显分隔，盖层构造与基底起伏无关，而为盖层的剪切扭动形成，油气田主要分布在拗陷中部。

前陆盆地地温高，海相渐新—中新统为主要源层，分布广，厚度大，油气源非常丰富，中新统礁隆是主要储层和圈闭，油气可进行较长距离运移，在碳酸盐岩台地上或低隆起边缘可以形成大、中型油气田。

1）陈斯忠、李泽松、邹业初，1987，珠江口盆地主要成油特点与勘探方向，中国南海北部大陆架石油地质国际研讨会论文集，广东石油学会，《中国石油》杂志编辑部。

东海石油地质条件与油气远景

一、控制东海油气生成的地质背景

东海位于长江口至济州岛连线以南，广东省南澳岛与台湾省鹅銮鼻一线以北，东界琉球群岛。面积约77万平方公里。构造上位于中国大陆东缘，整个东海海域各盆地的形成、发展，反映了太平洋板块与特提斯、欧亚和菲律宾海板块四者间在不同时期相互作用的结果，使东海海域发育着两个在时代、基底、沉积结构、形成机制和演化史上，都有不同的两类含油气盆地，即西部东海陆架盆地和东部冲绳海槽盆地[1)]。前者形成于晚白垩一中新世，显示断陷和断坳型结构，基底为元古界变质岩、古生界浅变质岩（部分地区），其上直接覆盖有中生界火山岩、沉积岩为盆地基础层；后者为中、晚中新世至上新世，显示悬挂状和充填式结构，基底为上古生界和中生界变质岩。其新生代构造演化经历了断陷一拗陷一区域沉降三个阶段（周志武等，1985）。东海各凹陷同样具有"东西各异、南北有别"的特点，如陆架盆地被中部的观音、鱼山、虎皮礁凸起分隔为东西两个不同的凹陷带。西部凹陷带由长江、钱塘、瓯江、闽江、南日岛和澎西等凹陷组成；东部凹陷带由西湖、基隆、新竹凹陷组成。它们显示了西部以箕状断陷为标志，东部以断拗结合为特色；西部形成于晚白垩世一始新世，东部始于晚白垩世而定型于中新世。各凹陷自西而东依次可分为斜坡、深凹、构造带（潜山型）或长垣、深凹、低断阶和高断阶六个次级单元，后两者为东部所特有[1)]。另外东部以挤压背斜为主，西部以潜山披覆背斜为主。同时以鱼山凸起为界形成"南海北陆"的古地理景观，奠定了东海特有的"东西分带，南北分块"的构造格局。形成了不同构造单元的沉积岩相，地层发育时代和局部构造、剥蚀程度的差异，从而控制了不同凹陷、不同构造部位石油地质条件的差异和不同的含油气远景。各构造单元和相对位置展布于图1。

二、东海石油地质条件

东海石油地质条件以东海陆架盆地最优，冲绳海槽盆地次之，浙闽隆起区、钓鱼岛隆褶带、琉球隆褶区最差。就目前资料分析，东海陆架盆地已具备有形成大油气田的石油地质条件。

（一）生油气条件分析

对钻遇的地层，用生油地化指标、有机质热转化能力、有效暗色泥岩的展布和体积

1）周志武等，1986，东海地质构造特征及油气资源研究，地质矿产部"六五"重点科技攻关成果。

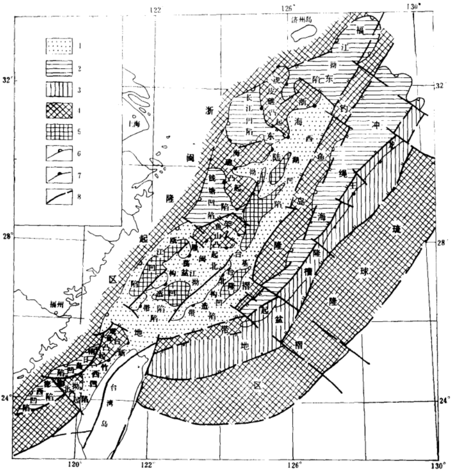


图1　东海含油气远景预测略图

1．最有利及有利区；2．有利及较有利区；3．较有利区；4．较差区；5．最有利区中最有远景的I级区；6．盆地与隆起区的边界；7．凹陷与凸起边界；8．断层

来衡量，东海陆架盆地的生油气层，自下而上有古新统、始新统、渐新统和中新统。其中经油气源对比已证实为生油气源岩的生油气层有古新统、始新统和渐新统。有待于钻探证实的可能生油气层系有上白垩统。就目前资料来看，生油气层主要集中在下第三系盆地发展的断陷与拗陷阶段，并与煤系地层的发育有关。生油气层系的剖面类型属碳质泥岩型，岩性组合为砂、泥岩互层夹煤层和碳质泥岩。

从有机质丰度、类型、地球化学相比较，生油气层中以始新统平湖组和古新统明月峰组较好。表现有机质丰度高，含腐泥腐殖型有机质为主（个别为混合型），属还原地球化学相，生油潜能属II类，生气潜力一般属III类，个别煤岩可达到II类。生油潜能可与黄骅和冀中拗陷的沙三段、陕甘宁的延长组生油层相当。其余生油层相对较差，属II至III类的生油潜能，可与苏北阜宁群、戴南组；陕甘宁的延安组、四川香溪统生油层相当。目前钻井全分布在深凹边缘或深凹的高部位，估计向深凹中心生油气条件可能进

一步变好。由于沉积区域的地层发育、埋深、剥蚀程度、地温梯度的变化，生油气层在各凹陷中的展布也同样具有东西分带、南北分块的特点。西部凹陷带预测有上白垩统、古新统、始新统三套生油气层系，其中以古新统浅海相与滨海沼泽相生油气层为主，上白垩统为可能的生油气层系。在瓯江与闽江凹陷南部深凹以及南日岛与澎西凹陷始新统浅海与滨海相沉积也具有较好的生油气条件。盆地东部凹陷带则有古新统、始新统、渐新统、中新统，还可能有上白垩统等五套生油气层，但以始新统和中新统为主。上白垩统与古新统生油气层因埋深一般大于 5 000—6 000m，预测大部分已进入了干气带，有利于成气；其余三套生油气层系处于成油主带和湿气带。成油门限深度东部为 2 400—2 800m，西部为 2 400—3 200m。钻探结果表明，西湖凹陷以始新统为主要生油气层系，以潮坪相和半封闭海湾相泥岩为主，中新统是可能的生油气层系；基隆与新竹凹陷的主要生油气岩系为渐新统与中新统，是海陆过渡相沉积，预测始新统已进入干气带。福江拗陷据其北的日本九州与对马岛及其南的浙东拗陷具有海陆过渡相和潮坪相的始新统，河流-湖泊相的渐新统，煤和暗色泥岩发育。结合地震资料推测其主要生油气层为始新统与渐新统，为一套含煤的砂泥岩沉积，始新统已大范围进入了成熟阶段，以拗陷南部生油气条件最为有利。中新统推测与浙东拗陷类似，亦有一定的生油能力，有利成油区在深凹部位。冲绳海槽盆地虽形成时间较晚，但中新统与上新统厚度在 5 000m以上，以海相沉积为主，成油门限顶底界埋深在 4 000—5 400m，预计在深凹部位，上新统已大部进入成油主带，甚至有部分进入湿气带，在深凹边缘的中新统也已进入成油主带，推测中上新统也具有一定的生油能力。

对东海陆架盆地各层位的原油、天然气通过油、气（天然气、岩屑气、罐顶气、酸解气）、源岩的轻烃组分、轻烃指纹（C_8—C_9）曲线、生物标志化合物、C_1—C_5 碳同位素差值曲线、芳烃碳同位素、轻芳烃色谱资料等油气源对比结果，表明渐新统花港组和中新统的油气，除主要来自下伏平湖组的泥岩和煤外，部分也来源于本身地层，平湖组的原油和天然气来源于本身地层。

瓯江凹陷灵峰构造元古界片麻岩中的原油和伴生气来自古新统灵峰组与明月峰组。

综上所述，西湖与基隆凹陷具有生油气层系多，生油岩体积大，单位面积生烃量和热演化程度较高的特点，是研究区最有利的生油气凹陷。

西部凹陷带因生油气层埋深浅，热演化程度较低，大多处于成油主带和湿气带内，利于成油，但含有机质丰度低于西湖与基隆凹陷，就成油主带生烃量而言，西部各凹陷也较西湖、基隆凹陷低。西部各凹陷以瓯江和闽江凹陷生油气条件为好、钱塘凹陷次之，长江凹陷较差。

台西拗陷东部的新竹凹陷发育一套渐新统、中新统的海陆过渡相含煤地层，厚度达 4 000m，新竹岸外发现的 CBK 油气田，其产油气层位为中新统，渐新统也曾见有油气显示，说明新竹凹陷也是有利的生油气区。

（二）储 集 条 件

东海储集层主要为砂质岩，各组段中砂质岩比较发育，一般占段厚的 50% 左右，灵峰一井为 70—90% 间。砂泥岩互层段的砂岩，单层厚度一般小于 10m，而块状砂岩单层

厚度可大于50m，因此各组段都有储层存在。砂岩的储集条件受埋深与成岩作用及构造变动的影响，在西湖凹陷具有自东向西，由北向南变好之势。影响其储集性能的主要因素是成岩作用，砂质岩储集条件据划分成岩作用阶段的R_0值，可以划分为3类，I类储集条件：$R_0<0.55\%$，为中成岩阶段的未成熟和次成熟期，埋深一般小于2 200m，储集条件好，孔隙度大于25%，渗透率大于100（$10^{-3}\mu m^2$）；II类储集条件，R_0在0.55—0.99%，属于低成熟期，处于脱碳酸岩的发育阶段，可造成大量的次生孔隙，埋深大致在2 200—3 200m间，储集条件中等，孔隙度12—25%，渗透率5—100（$10^{-3}\mu m^2$）；III类储集条件，R_0大于0.9—2.5%，为成岩作用的高成熟期，埋深大于3 200m，储集条件差，孔隙度小于12%，渗透率小于5（$10^{-3}\mu m^2$）。因此西湖凹陷砂质岩储集条件，从凹陷中心向四周变好，呈环带状展布，层位由新到老。推测陆架盆地东部凹陷带砂质岩储集条件可能大体相似。

瓯江与闽江凹陷海相砂质岩的储集性能随灰质胶结作用增强而变差，与砂质岩的沉积环境密切相关。除砂质岩储集层外，在浙东和台北拗陷还存在有一些特殊储集层，如生物碎屑滩、生物礁和与古潜山有关的其它岩类。

（三）盖层条件

现有钻探揭示，作为油气的盖层是泥岩，其能否成为良好的油气盖层是由沉积特征和物性条件决定。在沉积特征相似的情况下，其主要受压实作用的控制，随埋深增加物性变差，盖层条件变好，根据泥岩孔隙度与埋藏深度间的相关性，可将东海第三系泥质岩盖层条件划分为三大类。

I类盖层条件　　泥岩埋深在3 200m以下，孔隙度小于5%，孔隙中半径小于0.04μm（相当于粘土矿物的层间隙）的孔隙占90%以上，达到了封闭油气条件的要求，盖层条件最佳。以砂质岩而言，当孔隙度和渗透率显著降低时，特别是粉砂岩，孔隙度降到小于10%也可视作盖层。

II类盖层条件　　泥岩埋深在2 000—3 200m，孔隙度5—12%，孔隙结构有变化，半径小于0.04μm的孔隙约占80—90%，而半径0.04—0.2μm的孔隙增到10—20%，可以封闭石油，但对天然气的封闭能力要视具体情况而定，盖层条件要求更高。

III类盖层条件　　埋深在2 000m以上，孔隙度大于12%，半径大于0.04μm的孔隙增加，约占总孔隙的40—63%，甚至出现了2—10μm的孔隙半径，不利于封闭油气，这样的泥岩，一般来说不具备盖层条件。

根据上述分类原则，从埋深和沉积特征分析，东海第三系的盖层条件以东海陆架盆地最优，冲绳海槽盆地次之，钓鱼岛隆褶带等隆起区最差。东海陆架盆地中又以东部凹陷带优于西部。东海陆架盆地中由于沉积受构造格局控制，各凹陷中的上白垩统与下第三系沉积厚度全大于5 000m，泥岩相对发育，盖层条件好于上第三系，大部分属于I类或II类，上第三系随埋深变浅，盖层条件也由II类逐渐变为III类，在东部凹陷带各凹陷中心，为长期继承性的沉降区，以湖泊相沉积为主，第三系最厚，具有I，II类盖层条件的层位最多，甚至上中新统柳浪组也为II类，中中新统玉泉组、龙井组泥岩均为I类，利于形成区域性盖层，所以具备了良好的盖层条件；凹陷边缘和构造带上，一般为渐新

统花港组以下层位泥岩具有I，II类盖层条件，而凸起区，新生界厚度仅1 000m左右，盖层条件很差，主要为III类区，而在西部凹陷带的长江、钱塘、瓯江、闽江、南日岛、澎西凹陷（郝服光，1988），由于受始新世末的玉泉运动影响，普遍抬升遭受剥蚀，缺失渐新统与部分中新统沉积（或中新统埋深浅），所以仅始新世以前地层中具有I，II类者，盖层条件远差于东部凹陷带。

冲绳海槽盆地陆架前缘拗陷中上新统以下地层具有I，II类盖层，但有断层断入第四系，盖层条件差于东海陆架盆地。

（四）生储盖组合条件

东海生储盖组合从岩性特征看，以碎屑岩类型为主，其它岩类储集层的组合类型为次（赵重远等，1979）。第一种为碎屑岩类型，由暗色泥岩（生油气层）-砂质岩（储集层）-致密泥岩（盖层）组成，第二种为其它岩类的生储盖组合类型，即储集层为变质岩或火山岩等，盖层仍为泥岩。

按生、储、盖层的配置关系来区分东海地区的生储盖组合，基本上可分为“原生”和“次生”两种类型。前者通常存在于具有良好的生油气条件的地层单元中，如西湖凹陷的始新统平湖组、中新统玉泉组、渐新统花港组，瓯江凹陷的古新统灵峰组和明月峰组，有利于形成原生生储盖组合，平湖组多层高产油气层的存在，就是良好原生生储盖组合的明证。后者组合中不具生油气条件，组合的形成受油气源控制，以“老生新储”（西湖凹陷）或“新生古（老）储”（瓯江凹陷）的形式存在。由于纵向上按各层段分别在同组段内进行生、储、盖条件的评价，致使生、储、盖条件相互制约，储盖条件又受成岩作用（埋藏深度）与沉积环境影响，两者呈反向关系，储集条件I类时，盖层条件为III类，反之亦然，所以不可能有I类储盖配置，也不存在I类生储盖组合。由于本区的储集层和盖层在埋深2 000—3 200m之间多属II类；故在此深度可形成II类储、盖组合，也是本区最佳的储、盖组合。在此深度范围内，如有良好生油气条件存在，就能形成良好的生储盖组合。埋深在3 200m以下，生储盖组合条件为III类。据此得出东海最佳生储盖组合II类的区域展布特征是由西向东时代变新，陆架盆地西部以上白垩、古新统为主，东部以始新、渐新与中新统为主，冲绳海槽盆地为中、上中新统与上新统。

（五）局部构造分析

浙东和台北拗陷共发现较可靠的局部构造123个，总面积近14 000km^2。局部构造成带分布，面积大，幅度高，层圈闭条件好，大部分局部构造由两个以上层圈闭组成。

1. 局部构造的形成与类型

陆架盆地中的基隆、玉泉、龙井三大构造运动对局部构造的形成起了决定性作用，中生代晚期的基隆运动，使陆架盆地进入断陷阶段，为带有基岩隆起性质的潜山披覆构造、潜山构造与断层活动有关的构造形成奠定了基础。始新世末的玉泉运动，使盆地从断陷转向拗陷，此时潜山披覆构造、潜山构造已基本形成，基岩隆起停止，断层对局部

构造形成的作用明显降低。挤压作用加强，中新世末的龙井运动对东海陆架盆地起了全面改造的作用，盆地结束了拗陷沉积而进入区域沉降阶段。它不但形成挤压构造，而且使潜山披覆等类型构造定型。

2. 局部构造聚油条件

对浙东和台北拗陷的75个局部构造进行埋藏史、局部构造发展史、热成熟史的分析，研究圈闭形成期与油气运移期的配置关系，探讨其局部构造聚油条件。按照局部构造供油条件可分为主成熟、侧成熟和未成熟三种类型。

“主成熟”系指局部构造在区域上和其圈闭范围内都有生油气层系存在，至少有一个生油气层处于成油主带范围内，圈闭中的油气不但来自局部构造本身，还可来源于深凹部位，因此油源丰富，供油条件最好。西湖与基隆凹陷中的大部分构造及瓯江、闽江凹陷的个别构造属此类型，以平湖构造为代表。“侧成熟”指在圈闭范围内的生油气层系，大部处于低成熟阶段，未进入成油主带或部分刚进入成油主带，但邻近区域生油凹陷，距离一般小于20km，油气源可由侧向供给，西部凹陷带的潜山披覆构造均属此类，供油条件良好。“未成熟”型是指局部构造本身处在非生油区部位，离油源区远，构造条件差，西湖凹陷高断阶，闽江凹陷高凸起上的局部构造属此类型，供油条件最差。如白云、双峰等构造。

据局部构造形成期和生油气层油气生运期的配置关系分析，东海的局部构造具有一定的聚油条件。潜山披覆构造为早期配置，主要分布于西部凹陷带，挤压构造为同期配置，分布于西湖凹陷。

3. 局部构造评价

在层圈闭评价的基础上，对每个构造选择2个具有代表性的层圈闭，求取局部构造地质把握系数与带风险资源量。将局部构造分成III类，I类为带风险资源量大于500万吨，地质把握系数大于0.2；II类为带风险资源量500—200万吨，地质把握系数0.2—0.1；III类为带风险资源量小于200万吨，地质把握系数小于0.1。对浙东和台北拗陷的123个局部构造（总面积为21 000余平方公里的255个层圈闭）评价的结果：I类构造17个，II类构造43个，III类构造63个。局部构造条件以西湖凹陷最佳，有47个以背斜为主的局部构造，其中I类构造占19%。尤其在凹陷西南部，局部构造最为发育，且在平湖、天外天、残雪、玉泉等构造上分别钻获工业油气流和天然气流，是东海油气最富集的地区之一。瓯江与闽江两凹陷有50个以古潜山披覆为主的局部构造，I类构造占14%，尤其瓯江凹陷17个局部构造均分布于深凹或接近深凹部位，有利于潜山披覆构造油气藏的形状。其次是闽东深凹台北构造带和基隆凹陷安平斜坡南部，以II类构造为主，也是较有利的地区。

三、油气藏类型的预测

东海发育着多种油气藏类型，在时空展布上具有东西分带、南北分块的特点，不同类型的油气藏受不同构造部位的控制。陆架盆地西部凹陷带以潜山披覆型油气藏的发育

为特征，瓯江、闽江凹陷较钱塘、长江凹陷发育；东部凹陷带以挤压背斜油气藏发育为特征，还有与断层有关的各种油气藏（逆牵引、断块、断鼻等），西湖凹陷比基隆凹陷发育。凹陷边缘的斜坡或断阶带发育有逆牵引背斜、断鼻、小型的潜山披覆、断块、不整合及岩性等各类油气藏迭加连片，形成复合型油气藏分布区，目前经钻探已证实的油气藏类型，有背斜、岩性复合控制的油气藏，挤压背斜型天然气藏，前者如平湖油气藏，后者如天外天、玉泉气藏，以及可能存在的潜山油气藏，如灵峰构造。

四、东海含油气远景预测

1. 东海一级构造单元的油气远景

东海陆架盆地　是东海主要的沉积区，仅盆地中部有利于生油气的西湖、瓯江等六个凹陷面积已大于15万平方公里，是一个以新生代沉积为主的大型沉积盆地。其沉积最大厚度可达1 000—1 500m，主要形成于晚白垩世至上新世，地层发育齐全，有着从断陷→拗陷→区域沉降的发展特征。盆地的生油气条件良好，储集层发育、盖层条件好、生储盖组合多、局部构造发育，具有良好的聚油气条件并已发现工业油气流与油气田。另外，此区毗邻中国东南部工业区，海水深度一般在70—120m，最深不超过200m，具有最优越的勘探与开发条件，故其应是本区油气远景最好的一个一级构造单元。其中浙东、台北、台西拗陷为最有利区，福江拗陷为有利及较有利区；属于最有利及有利区的有西湖、瓯江、闽江、基隆、新竹等凹陷；属于有利及较有利区的有长江、钱塘、南日岛、澎西等凹陷。各凸起为油气远景较差区（图1）。

冲绳海槽盆地　为中中新世以来形成和发展的一个弧后盆地，中、上中新统—第四系不整合于华力西-印支褶皱基底之上，厚度3 000—12 000m。经热演化史分析，中、上中新统和上新统为可能的生油气层，有机质丰度低，为腐殖型生油气母质，生油气条件中等至差。按深度与物性的关系推测其中、上中新统和上新统的砂质岩层也有较好的物性。局部构造在陆架前缘拗陷比较发育，以潜山披覆和断块背斜为主，由于通天的张性断层发育，岩浆活动活跃，对油气保存有一定影响。日本在该盆地钻过三口井，未见油气报道。该盆地勘探程度低，水深均大于1 100m，其石油地质条件和勘探开发条件都比东海陆架盆地差，但其有高的地热流值、较厚的沉积实体和较好的生储盖组合条件，具有形成油气藏的条件，是本区油气远景较好的一个构造单元。其中陆架前缘拗陷为有利及较有利区，吐噶喇与海槽拗陷及龙王隆起为较有利区（图1）。

浙闽隆起区、钓鱼岛隆褶带、琉球隆褶区　新生代期间属于地质构造的正向单元，遭受长期剥蚀，下第三系和上第三系下部基本缺失或很薄，个别低洼部位有小型的新生界盆地（浙闽隆起区），或已褶皱变质（如琉球隆褶区）。其上覆盖有上新统至第四系的水平层，一般厚在500—1 000m间，缺乏生油气层和其必备的热成熟条件，生储盖组合条件和局部构造条件均较差，为含油气远景最差的构造单元。

2. 东海陆架盆地浙东拗陷、台北拗陷含油气远景预测

主要考虑了生油气条件、生储盖组合、局部构造资料与经济条件的综合因素，划分为V级（图1）。

I级含油气远景区　　分布在西湖凹陷的西南部（包括保俶斜坡、三潭深凹与浙东长垣等单元的中南部）和三潭深凹中心部位，瓯江、闽江凹陷的南部，基隆凹陷中部等五个地区。

上述范围内，生油气层系多，生烃强度高。位于斜坡部位的主要生油气层均已进入成油主带，以生油为主；邻近或位于深凹的主要生油气层，因埋深过大，已处于湿气和干气带，以生气为主。生油气条件一般属I—II类（有利—较有利区）。生储盖条件通常为II类，有原生和次生（新生古储或老生新储）两类生储盖组合。深凹部位的原生组合一般为III类，次生组合为I类，条件差于斜坡部位。构造形成期与生油气层生运期为早期一多期配置，聚油条件良好，I类构造比较多见，I，II类构造占该区构造总数的58%。已发现有背斜岩性复合油气藏，背斜气藏及形成潜山披覆油气藏的可能性等三种类型。此区石油地质条件好，目前已发现两个油气田，四个含油气构造，一个含气构造，四个油气显示构造，三个油气富集带和一个潜在油气富集带，是油气勘探最有利的地区。

II级含油气远景区　　紧挨I级远景区分布，包括三潭深凹北缘、西湖、闽江凹陷西缘与东侧低断阶的西缘以西的广大地区。该区明显特点是东、西凹陷带不同。东部凹陷带主要是生气远景区。下第三系生油条件为II—III类，以III类为主，生烃强度降低，且埋深大，已进入湿气和干气带，生储盖组合已属III类，而中新统玉泉组已部分进入成油主带，其生油气条件和生储盖组合为II类，生烃强度较大。西部凹陷带古新统生油气层为II—III类，仅部分进入成油主带，因此生烃强度低，生储盖组合为III类，局部构造发育，但I类构造少，以II类构造为主，聚油条件好。该区勘探程度低，台湾当局虽在台北构造带与安平斜坡南部地区钻过两口井，未见油气显示，但石油地质条件尚好，仍是找油气的有利远景区。

III级含油气远景区　　主要分布于西湖、闽江两凹陷的北部，钱塘和长江凹陷的深凹部位。生油气条件较差（III类）。生储盖组合为II—III类，并随时代变老，II类区范围增大，局部构造聚油条件差，以III类构造为主，无I类构造，该区玉泉、龙井运动强烈，主要生油气层始新统和中新统地层遭受长期剥蚀，致使E_1、E_2生油气层埋深变浅，成熟范围变小，故生烃强度很低，以潜山披覆型构造为主。此区石油地质条件差，勘探程度又低，但水深浅，离大陆近，易于勘探和开发，故列为III级较有利远景区。

IV级含油气远景区　　分布于西湖和基隆凹陷东缘高断阶区，长江、钱塘凹陷深凹以外的广大地区与瓯江凹陷雁湖斜坡的西部。其共同点为由于接近隆起和凹陷边缘，陆源物质供应丰富，可能以粗碎屑沉积为主，不是沉积薄便是受断裂抬升，剥蚀作用很强，一般具有良好的储集条件，缺乏生油和保存条件，局部构造虽比较发育，但常被频繁的岩浆活动，断层穿插和火成岩体肢解，构造极不完整，无I，II类构造，仅在与深凹接壤的边缘部分，有可能因凹陷中生油层的超覆，形成非构造或潜山型的浅层次生油气藏，总的含油气远景属较差区。

V级含油气远景区　　位于鱼山、海礁、虎皮礁等凸起上，它们长期遭受剥蚀，主体部分缺失上白垩统一下第三系（仅局部小断陷内可能有很薄的沉积），直到中中新世才开始接受沉积，中上新统和第四系厚度一般在800—1 000m间，全处于未成熟阶段，不具备生油气条件，盖层条件差，含油气远景只能属V级差区，但凸起与凹陷的连接部分，由于凹陷内生油气层常向凸起边缘超覆，有可能形成非构造型油气藏和潜山油气藏。

综上所述，东海具有盆地面积大，沉积厚度大的特征。其中东海陆架盆地生油气层多，有利生油气凹陷面积大，有效生油气岩厚度大，生油气条件良好；油气储集层发育，生储盖组合多；局部构造发育，面积大、幅度高，圈闭形成期与油气运移期匹配好；油气藏类型多，且分布具有规律性。钻井揭露油气显示层位多，井段长、分布广，含油气层位多，均表明东海石油地质条件好，具备有形成大油气田的地质条件。

从地质勘探程度和经济技术因素出发，在东海各一级构造单元中以东海陆架盆地含油气远景最优，其中尤以西湖凹陷西南部和瓯江凹陷为含油气远景最有利分布区，应是近期油气普查勘探的重点地区。

中国海区及邻域海洋砂矿分布规律

随着海洋调查和开采技术的不断提高，以及世界各国对矿产资源需求量的日益增加，海洋砂矿资源已引起人们的强烈关注。

我国海区及邻域的广阔陆架区蕴藏着丰富的砂矿资源，我国于50年代初即开始进行调查，目前已查明具有工业意义的海洋砂矿有锆石、钛铁矿、独居石、磷钇矿、金红石、磁铁矿、锡石、铬铁矿、石英、金刚石等近 20 种（见图 1）。其中不少矿种已经开采利用。

在海洋砂矿调查和开采过程中积累的大量资料[1)]（谭启新、孙岩，1986）为比较系统地探讨其分布规律奠定了基础。海洋砂矿在空间位置上的分布在很大程度上受大地构造位置、基底建造和原生物源的控制；成矿规模之大小则与沉积环境（水动力条件、海底地貌类型等）有关。现根据研究区域的大地构造、沉积建造和岩浆岩分布的差异将中国海区及邻域陆架及沿海分为三个砂矿成矿带。

一、中国北方陆架砂金、金刚石砂矿成矿带（Ⅰ）

主要矿种有金和金刚石，其次有锆石、独居石、磁铁矿、石英砂等。

其中山东北部、辽宁南部陆架区的砂金和辽宁西部陆架区的金刚石最为重要，次为山东南部和朝鲜西部陆架区的锆石、独居石、砂金矿及山东东北部滨海区的石英砂矿。

该带处在华北块体和扬子块体两大构造单元，属亚洲古陆区。

华北块体发育有最古老的变质岩系（泰山群、胶东群、桑干群、鞍山群等）。吕梁运动时期侵入的岩浆岩，经区域变质和混合岩化作用亦成为基底岩石的一部分。后经印支—燕山期岩浆岩大量侵入，萃取了变质岩中的 Au，于有利的构造部位富集成一系列原生金矿床。扬子块体是以元古宙变质岩为基底（昆阳、板溪群及相当地层），是一套浅变质的碎屑沉积岩。晋宁运动以及后期历次构造变动中发育了一系列钙碱性花岗岩类，其中混熔了扬子块体中的含金火山岩系和华北块体上的含金变质岩系。这些原生金矿床和含金岩体均为本区海洋砂金提供了充足的物质来源。

该带属环太平洋金矿成矿域重要组成部分，北部可与苏联远东陆架砂金成矿带毗连。由于区内受太平洋板块对欧亚板块的长期作用，形成一系列隆起和拗（断）陷构造，并伴随着强烈的断裂活动和大规模的岩浆活动。前者影响着陆架区地貌，第四纪沉积物发育和分布，为砂矿形成提供了有利空间场所；后者正如上述在萃取矿源层的基础上为砂金矿床提供了物源。

此外，该区由于受郯庐断裂长期活动影响，在其两侧形成一系列由次级断裂构造控制

1）艾涅梅尔，A.N.格依康申，T.N.，世界海洋陆架砂矿。1984，地质矿产部海洋地质研究所译。

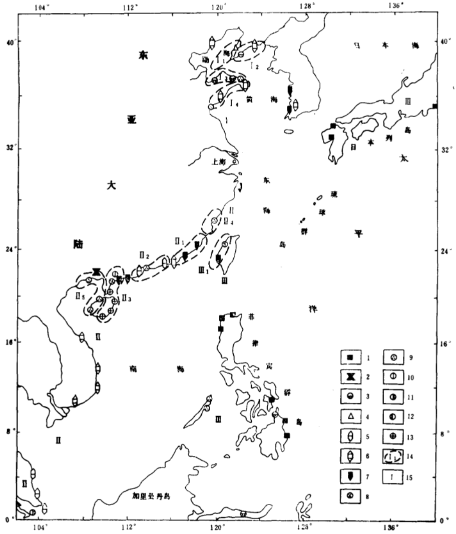


图 1 中国海区及邻域海洋砂矿分布规律图

1. 铁砂矿；2. 钛铁矿；3 砂金；4. 金刚石；5. 锡石；6. 锆石；7. 独居石；8. 磷钇矿；9. 石英砂；10. 独居石、磷钇矿；11. 锆石、独居石；12. 锆石、铌铁矿；13. 锆石、独居石、钛铁矿、金红石（重矿物砂矿）；14. 砂矿远景区及编号；15. 成矿带编号

的含金刚石金伯利岩筒，经长期风化剥蚀，剥露程度已很深，为渤海湾金刚石砂矿富集成矿提供了充分的物源。

该成矿带是我国北方沿海地区很有远景的金和金刚石砂矿成矿带，这一带地处块体边缘，特别是位于古隆起与断陷盆地之间的过渡带，可以成为金和金刚石砂矿的贮集地。

除苏北、长江口区和渤海西部属泥质海岸不宜形成有价值的砂矿外，根据地质背景和成矿条件在本成矿带可分出四个远景区。

辽东半岛长兴岛—山东半岛莱州湾金刚石远景区（I_1） 辽东半岛瓦房店市是我国原生金刚石重要产地，这些原生矿自加里东—华力西期成矿后，经受过长期风化、剥蚀和搬运作用。据矿区勘探资料与原生金刚石矿有关的金伯利岩筒已剥蚀很深，有的已转为岩墙，不少已剥蚀殆尽。

该区原生矿多数分布在距现今海岸 20—30km，高差达数百米的山地丘陵区，地形起伏，落差较大，剥蚀后风化物难以在水系中停留，因而形成不了较大规模冲积砂矿。只能在一些河谷或阶地上富集成矿点和矿化点。因此，推断被剥蚀的含矿物质多数已搬运到复州河入海口或浅海中去。根据辽东半岛西部海岸线曲折港湾众多、海积阶地发育的特点，其成矿条件和西南非洲海岸金刚石砂矿具相似性（胡鸿锵，1984）。因此，在复州湾的滨海区及渤中凹陷中寻找海洋金刚石砂矿是有很大前景的。

另外，山东蒙阴、辽宁复县一带原生金刚石分布受郯庐断裂两侧的次级构造控制，郯庐断裂带通过渤海湾，在海底次级断裂有可能形成原生金刚石矿床，假若这一论断成立，对于海洋砂矿成矿很有意义（胡鸿锵，1984）。

辽南北黄海砂金远景区（I_2） 该区处在辽东半岛隆起区南部，鞍山群、下辽河群变质岩及印支—燕山期侵入岩极发育。并形成了一系列原生金矿床。在里长山海峡两侧和岛屿中亦有原生金矿脉分布。在丹东地区已发现大型金矿 2 处，中小型 20 余处，均分布在距沿海不远处，成为辽宁东南部原生金矿最集中地区（谭启新、孙岩，1988）。

区内已发现滨海砂金矿点多处，其中金厂湾地区的基岩陡坎、海底礁石、岛屿沉积物中均有砂金分布，金品位较高（最高达 10.92g/t）。在二道江礁石区、王家庄海岸，除发现很有远景的原生金矿外，砂金矿化点亦较普遍。

根据上述成矿的物质条件以及区内有利海岸地貌环境，开展以金厂湾到丹东一带海洋砂金矿找矿是可行的。

山东半岛莱州湾—威海一带砂金远景区（I_3） 胶东地区是我国金矿主要产地，现已探明的岩金矿床（点）200 余处，集中在招远—掖县、蓬莱—栖霞、牟平—乳山三个岩金富集区中。这些岩金富集区受北东向弧形断裂和北北东向断裂控制明显，且距海岸不远。

该区处在胶北隆起临海边缘，广布太古—元古宙变质岩和中生代侵入岩及其由构造控制的脉岩群。其含金丰度值均高出地壳背景值数倍（1—10 倍），构成了砂金矿的矿源层和成矿岩。

区内以胶北隆起为分水岭，水系南北分流，北流水系一般小于 45km，为中短河流。它们切割含金地质体，为海洋砂金矿成矿提供物源。此外，该段海岸曲折，港湾众多，海积地貌类型发育，成矿环境有利，是很有前景的砂金成矿区。

山东半岛南黄海重矿物砂矿远景区（I_4） 该区处在鲁东古隆起南部，胶东群变质岩和燕山期中酸性—碱性侵入体广布。这些岩层和岩体富含锆石、独居石、磁铁矿、金红石、榍石等副矿物。是海洋砂矿重要来源。

区内已探明大型滨海砂矿 1 处，小型矿和矿点十几处，均分布在石岛—日照沿海的滨海区。其中石岛湾大型砂矿床，不仅产于滨海地带不同地貌单元中，其海湾中的冲积砂矿体可延伸到海区十余公里。

二、华南-印支陆架锡石、稀有、稀土矿物砂矿成矿带(II)

主要矿种有锡石、稀有和稀土矿物(包括锆石、独居石、磷钇矿、铌钽铁矿、钛铁矿等)砂矿，以及砂金、石英砂和铁矿砂等。

该带地处华南、印支两大块体边缘(包括华南、中南半岛、马来半岛、苏门答腊等地)，是古生代发展起来的地台。其基底为一套变质的复理石一类复理石建造。由于受印支、燕山、喜山三次大的构造变动的影响，广布一系列富钾的钙碱性侵入岩(花岗岩、花岗闪长岩等)。不但它们本身富含锆石、钛铁矿、磁铁矿、金红石以及稀有、稀土矿物等副矿物，而且由于它们的侵入还形成了许多原生锡矿床。上述岩石和矿体是海洋砂矿的丰富物源。

现已查明大中型稀有、稀土矿物砂矿和锡矿石几十处乃至上百处之多。主要分布在中国广东、海南、沿海以及中南半岛和苏门答腊陆架区。另外，我国广东、海南的砂金，福建、广东、广西和海南的石英砂，以及越南沿海的铁矿砂等也有广泛分布。

在本成矿带已发现的砂矿基础上应在以下各区找矿。

闽南—粤东海洋重矿物砂矿远景矿区(II_1)　区内已查明独居石砂矿2处，锆石砂矿3处，钛铁矿砂矿5处，矿点20余处。

该区附近陆上广布的燕山期花岗岩和古生代变质岩、混合岩以富含锆石、独居石、钛铁矿、金红石等副矿物为特征。其中花岗岩中所含副矿物可达50—623g/t。构成了砂矿的重要来源。

此外，区内气候湿润，海岸曲折，港湾发育都是海洋砂矿成矿的良好条件。

粤中陆丰—阳江一带海洋锡砂矿远景区(II_2)　已探明小型砂矿2处，矿点7处。沿海陆区原生锡砂矿广布，印支—燕山期花岗岩出露面积广，含锡丰度值高，构成海洋锡砂矿主要来源。

区内陆地属低山丘陵地带，砂砾质海岸发育，港湾众多，河海混合成因的河口堆积平原地貌是寻找砂矿主要地貌单元，浅海区残留砂体发育，原生锡矿体可延到海底。因此，浅海地带也可能形成砂矿体。尤其是台山都斗、北斗一带浅海地区成矿更为有利。

粤西—桂东—海南稀有、稀土矿物远景区(II_3)　是目前我国主要的海洋稀有、稀土矿物砂矿产地。具有矿种多、规模大、储量丰富等优势，已探明独居石砂矿15处、磷钇矿6处、锆石砂矿25处、钛铁矿13处、金红石3处、各种不同矿点数十处。另外，海区还有重矿物异常区十余个。

该区之所以形成如此广泛、种类繁多的砂矿床，除与当地广布的古生代、中生代侵入岩(花岗岩)和新生代基性火山岩中富含较高的稀土、稀有矿物成分有关外，适宜的气候条件、良好的古地理环境以及与海岸升降关系密切的构造条件都对砂矿成矿起着积极作用。

今后除进一步加强对滨海区找矿外，对水深150m以内浅海区亦应进行调查研究，以扩大其远景。

闽南—粤东沿海石英砂矿远景区(II_4)　本区是我国优质石英砂的重要产地。已探明具有工业价值砂矿床20处，其中大型3处，中型7处。

一三八五

陆架地带广泛出露古生界变质岩和印支、燕山期中酸性花岗岩及动力变质岩，这些富含石英的岩石，受热带和亚热带气候的影响，石英颗粒易于从岩石中风化和分离出来，随着区内雨季造成山洪暴发，容易把山区的风化剥蚀物带到海区。区内属岬湾海岸，受岬角的屏障和消能作用，利用海湾内堆积物运移、分选和富集。本区是我国石英砂矿主要远景区。

桂东一琼西沿海石英砂矿远景区（II_5）　本区也是我国石英砂矿的重要产区，现已探明的矿床约10处，其中大型3处，储量大，质量优。

该区沿海区广布古生代碎屑岩和加里东、印支、燕山期花岗岩，是本区砂矿的主要补给源。炎热多雨的气候条件，宽阔的砂砾质海岸类型，高能作用下的海岸动力环境，也是砂矿成矿的必要条件。今后找矿时应予以重视。另外，对广西北海，海南的昌化、东方一带的古沙体，亦应加强研究。

三、西太平洋岛弧系铁砂、砂金成矿带(III)

包括菲律宾群岛一台湾一日本列岛一系列岛弧。

该带已发现的具有工业意义的海洋砂矿主要有金、钛磁铁矿-磁铁矿、锆石、磷钇矿和石英砂等，主要分布在菲律宾、台湾西侧、日本以南等陆架区。

上述一系列岛弧是中新生代发展起来的构造带。在其范围内分布有各种类型的火成岩，因这些岩体与构造活动有关，所以在空间上呈有规律的展布。在横向上，由陆缘到洋盆依次分为流纹岩、安山岩、拉斑玄武岩三个岩相带；在其深部分别为花岗岩、闪长岩和超基性岩与其对应(郭令智，1981)。由于该带分布有多种火成岩，不但决定了其中副矿物的多样性（磁铁矿、钛铁矿、锆石等），而且相应地形成了一系列与各种岩体有关的原生矿床，如我国台湾金瓜岛和日本菱刈、莲台寺等地的原生金矿床。这些岩体和矿体均为该带海洋砂金、铁砂矿等提供了极为丰富的物源。

其中，台湾西海岸砂矿远景区（III_1）包括台湾北部、西部、西南部滨海地带，已发现大型独居石砂矿2处，大型锆石砂矿1处，小型磁铁矿1处。在澎湖列岛浅海区亦发现有锆石、独居石富集区。

区内是新生代时期发展起来的褶皱构造区，早第三纪沉积的一套海相碎屑经受过变质作用。渐新世后，发育有一系列中基性喷发岩。这些变质岩和火山岩为砂矿成矿提供了物源。

从地貌环境看，区内以中央山脉为分水岭，水系东西分流。在潮湿多雨气候条件下，易将山区的含矿物质带到海边，经岸浪和沿岸流的淘洗分选，在滨海和浅海区的有利地貌部位形成砂矿。除东岸为陡崖海岸沉积物极少，不易成矿外，在台湾西部海岸寻找该类砂矿是很有前景的。

综上所述，可以看出形成海洋砂矿的必要前提是要有丰富的物质来源，而物质来源又决定于受大地构造制约的沉积建造和火成岩类；其次是受构造以及气候影响的地貌和地形；最终水动力因素的影响也不能忽视，它不仅制约着矿体的位置，也影响砂矿的规模。

主要参考文献

丁培民，1989，中国毗邻海域构造聚煤带，海洋地质与第四纪地质，第9卷，第4期。

史训知，1987，煤成气的研究与发展，煤成气地质研究，石油工业出版社，第1—2页。

地质矿产部石油地质研究所编，1987，中国煤成气研究，石油与天然气地质文集，第1集，地质出版社。

朱夏、陈焕疆，1982，中国大陆边缘构造和盆地演化，石油实验地质，第4卷，第3期。

朱夏，1983，试论中国中新生代油气盆地的地球动力学背景，中国中新生代盆地构造和演化，科学出版社。

朱夏，1986，论中国含油气盆地构造，石油工业出版社。

吴进民等，1987，新生代盆地图及说明书，南海地质地球物理图集，广东省地图出版社。

陈伟煌，1987，崖13—1气田煤成气特征及气藏形成条件，煤成气地质研究，石油工业出版社。

金庆焕等，1989，南海地质与油气资源，地质出版社。

周志武等，1985，东海地质调查的回顾与含油气远景展望，石油与天然气地质，第6卷，第1期，第1—14页。

郝服光，1988，东海盆地南部及台湾近海诸盆地白垩系及下第三系沉积特征，海上油气，第2卷，第1期，第13—20页。

赵重远等，1979，石油地质学，地质出版社，第187页。

胡鸿锵，1984，对开发我国海洋金刚石砂矿的刍议，海洋地质与第四纪地质，第4卷，第4期。

郭令智等，1981，板块构造理论及其成矿作用，第105—119页。

郭振轩，1986，中国近海新生代沉积盆地生油层发育特征，海洋地质与第四纪地质，第6卷，第4期。

赖万忠，1988，中国邻近海域含油气盆地地质构造特征，海洋地质与第四纪地质，第8卷，第2期。

谭启新、孙岩，1986，世界砂矿，1986年中国海洋年鉴，海洋出版社。

谭启新、孙岩主编，1988，中国滨海砂矿，科学出版社。

Michael Cavey 著，项光译，1989，前陆盆地向稳定状态的演化来自台湾西部前陆盆地的证据，海洋地质译丛，第1期。

Bachman, S. B., Lewis, S. D. and W. J. Schweller, 1983, Evolution of a forearc basin, Luzon Central Valley, Philippines. *Bull. of AAPG*. Vol. 67, No. 7, 1 143—1 162.

Mitchell, A. H. G. and H. C. Reading, 1986, Sedimentation and tectonics. In: Sedimentary Environments and Facies, Edited by H. Reading, Second Edition, 478—519.

Reading, H. G., 1980, Characteristics and recognition of strike-slip fault systems. In: Sedimentation in Oblique-Slip Mobile Zones, Edited by P. Ballance and H. Reading, Blackwell Scientific Publications, Oxford, England, 7—26.

Seely, D.R. and W. R Dickinson, 1977, Structure and stratigraphy of forearc. In: Geology of Continental Margins, AAPG Continuing Education Course Notes Series(5), C1—23.

Snowdon, L. R. and T. G. Powell, 1982, Immature oil and condensate—modification of hydrocarbon generation model for terrestrial organic matter. *Bull. of AAPG*, Vol.66, No.6.

Родникова Р. Д. и др.,1981, Тепловой режим нефтегазоносных бассейнов островных дуг Дальнего востока и юго восточой Азии. Геология нефти и газа, №.12.

PART I TOPOGRAPHY AND GEOMORPHOLOGY

Topographic Features

Tectonic forms well develop in China seas and adjacent regions. The terrain is greatly contrasty and topogrphy complicated. This whole area can be divided into 3 topographic units, namely, continent, transition belt and ocean. The continental unit includes eastern China continent, Korea and Indo-China Peninsulas and the surrounding continental shelf. Its land mountain systems and plains extend mainly in NE and E-W directions. Continental shelf in the area is one of the widest accumulational shelves in the world, where abundant external-forced forms develop, including ancient river channels, terraces, deltas, tidal sand ridges and scour channels.

The transition belt consists of the Japan, Ryukyu, Taiwan and Philippine Island Chains, as well as the peripheral trenches and basins, making up a trench-arc-basin system. In this unit, there is a very large frequency and contrast of topographic undulations. Mount Jinabalu (4 101m high), the highest point of the map, and the Philippine Trench (10 497m deep), the deepest point, are all located in the unit. The belt can see various topographic types in good arrangement. The oceanic unit, including the Philippine and Shikoku Basins and Ogasawara-Io-Jima and Kyushu-Palau Ridges. All these make up a part of intraoceanic trench-arc-basin system in the West Pacific Ocean. The oceanic basins are as deep as 5 000-6 000m and the sea ridges sparse, forming a "basin wide and ridge sparse" pattern.

These three units reflect topographic features of the east Eurasian Plate and the west Pacific Plate (Philippine Plate) and the plate margin belt, with a lot of tectonic activity, in between.

Fig. 1 Several large topographic sections of China seas and adjacent regions

Table 1 Data of topographic forms of China offshore shelf

Table 2 Geomorphological parameters of the marginal plateau of the continental slope in the Northwest Pacific Ocean

Table 3 Data of trough topography in the marginal seas

Table 4 Major seamounts in the abyssal plain of the South China Sea

Geomorphologic Classification of Plate Tectonics

During the working-out Geomorphologic Map of China Seas and Adjacent Re-

gions (1:8.6 million) , the authors tried to do geomorphologic classification of plate tectonics and adopted three-order division.

The worldwide geomorphology may be divided into 12 first-order units (Table 1).

Table 1 Geomorphologic types of first-order units in the world

b \ a / c	intraplate	plate margin		
		divergent boundary	covergent boundary	transform boundary
continental crust	intraplate continental geomorphology	continental rift geomorphology	collision zone geomorphology	continental transform boundary geomorphology
transitional crust	intraplate continental-margin geomorpholgy	continental-margin rift geomorphology	Andes-type geomor trench-arc-basin system geomorphology	continental-margin transform boundary geomorphology
oceanic crust	intraplate oceanic geomorphology	mid-oceanic ridge geomorphology	intra-oceanic trench-arc-basin system geomorphology	oceanic transform boundary geomorphology

a. plate tectonic setting
b. geomorphologic type
c. crust property

China seas and adjacent regions comprise 3 of the above-mentioned first-order units, and these 3 units can be further divided into 12 second-order units and more than 30 third-order units (Table 2).

Geomorphic Features and Types

Geomorphic forms are produced under the co-action of both internal and external forces. Macrogeomorphic forms have generally reflected tectonic framework. Modern geomorphic form is just the product of a long-time evolution of plate tectonics. China seas and adjacent regions are located in a very complicated plate-tectonic environment. They lie between the Eurasian and Pacific Plates, and in the same time, are also strongly influenced by the Indian Plate. Since Cenozoic, trench-arc-basin systems have developed on the landward side of the plate margin, and oceanic trench-arc-basin systems have formed on the oceanward side. Tectonic geomorphic forms also develop well in the inner part of the nearby continent due to the activities in the plate boundaries. On the basis of geomorphologic classification of plate tectonics, together with the contents shown in the geomorphologic map (on the scale of 1:8.6 million) , geomorphic forms and their regional distribution characteristics in China seas and adjacent regions are summarily discussed here.

Table 2 Geomorphologic classification of plate tectonics in China seas and adjacent regions

first-order unit	second-order unit	third-order unit
intraplate continental geomorphology (I)	I_1 fault-subsidence & downwarp accumulational plain	I_1^1 tension basin plain
		I_1^2 compression basin plain
		I_1^3 shear basin plain
	I_2 Erosion-accumulational plain	
	I_3 block upwarping mountain & plateau	
	I_4 block upwarping mountain & hill	I_4^1 block mountain of palaeoplate margin fold belt
		I_4^2 intraplate block mountain
		I_4^3 intraplate fault-fold inherited mountain
	I_5 volcanic lava mountains & platform	
	I_6 fault-subsidence & downwarp accumulative shelf	
continental-margin trench-arc-basin system geomorphology (II)	II_1 continental(island) slope	II_1^1 sharp inclined part of continental (island) slope
		II_1^2 deep-water terrace
		II_1^3 continental slope plateau
		II_1^4 trough
		II_1^5 continental slope ridge
	II_2 trench	
	II_3 island-arc	II_3^1 island-arc mountain
		II_3^2 volcanic arc & fault-fold mountain
		II_3^3 arc-continent collision mountain
		II_3^4 island-arc plain
	II_4 continental-margin sea basin	II_4^1 continental-margin abyssal plain
		II_4^2 seamounts & knolls
oceanic-margin trench-arc -basin system geomorphology (III)	III_1 oceanic-margin arc	III_1^1 oceanic-margin arc ridge
		III_1^2 oceanic-margin arc island
		III_1^3 oceanic-margin arc island shelf
	III_2 oceanic-margin basin	III_2^1 oceanic-margin abyssal plain
		III_2^2 oceanic-margin seamounts and knolls
		III_2^3 oceanic-margin plateau
		III_2^4 oceanic-margin intrabasin ridge
		III_2^5 spreading ridge
		III_2^6 spreading rift valley
	III_3 oceanic-margin trench	

In this area, there are 3 first-order geomorphic units, namely continental, continental-margin and oceanic-margin units. The continental unit includes eastern

China, Korea Peninsula, Indo-China Peninsula and the surrounding shelf areas. Its main second-order units are fault-subsidence and offshore area, and well-arranged fault-block mountain terrains and plateaus in North and South China and in the peninsulas. The continental-margin unit mainly consists of the tectonic geomorphologic system including trenches, island arcs and marginal seas in Japan, Ryukyu Islands, Taiwan and Philippine Islands. In this area, there are very complicated but well-regularly distributed second- and third-order units, which are closely related to tectonic activities in plate margins. The oceanic-margin unit means the Philippine Sea area, where intra-oceanic trench-arc-basin system develops on the oceanic crust. Between this area and the continental margin, there are many similarities in geomorphic forms, but essential and numerical differences in tectonics and forms.

Continental and Island Slope Geomorphology of the Northwest Pacific Ocean

Continental (island) slope of the Northwest Pacific Ocean shows an arcuate distribution in the marginal sea, adjacent to the sides of continent, island or island arc. The upper boundary is usually at 100—200m water depth, but water depth at the lower boundary varies greatly, due to abyssal plain or deep trench in the marginal sea. The slope is gentle at the upper part and sharp at the lower, with great rises and falls and complicated geomorphologic types, which consist of single continental (island) slope, marginal plateau of continental slope, deep-water terrace, submarine ridge, trough (sea basin), submarine canyon, abyssal turbidity fan, seamount, knoll, coral and some other geomorphic units, typical of the geomorphic combination features of continental (island) slopes at both active and passitive continental margins.

The formation and development of continental (island) slopes are firstly controlled by internal forces such as plate tectonic movement and volcanic activity, and secondly by external forces such as erosions, accumulations and biological processes. These external forces have a much greater influence on continental slope than on island slopes in the two sides of the island arc. separated continental blocks due to spreading process of the marginal sea make up the base of marginal plateau of the continental slopes. According to the basement structure, the deep-water terraces may belong to accumutational ones of fault-subsidence basin and forearc basin types. And the troughs are controlled by the fault-subsidence basin and forearc basin, also with the exception of some troughs of subducted-trench and structure-valley types. The troughs and deep-water terraces are geomorphologic

types built up at different stages in the fault-subsidence basin or forearc basin by sediments from land or island. As for the submarine ridges, those distributed on island slopes in marginal seas are mostly controlled by horst structure and belong to horst types, and those long ridges along island slope margins on oceanward sides of island arcs are usually related to nonvolcanic outer arcs (accretionary wedge) on landward sides of trenches. Submarine canyons developing in continental (island) slopes are mostly controlled by fault structure. High-density turbidity currents caused by landslips are very important to the formation of the submarine canyons. Therefore, abyssal turbidite fans are often formed near the outlets of the canyons.

Seamounts and knolls on continental slope are mainly controlled by horst structure and formed by faulting process, while seamounts and knolls on island slope are mostly related to volcanic activity.

Corel reefs are widely distributed in deep-water terraces of continental or island slopes and on plateaus or seamounts and knolls of continental slope margins in the South China Sea and Sulu Sea, due to latitude limitation. For example, Miocene-Holocene reef limestones are 1 251m thick over the plateau basement (granite-gneiss) in the Xisha Islands, but coral reefs have not been found yet in continental or island slopes in middle latitude areas (the Ryukyu Islands and Southwest Japan Island), only in some island shelf and isles influenced by Kuroshio current, have coral reefs occurred.

Fig. 1 Geologic-geomorphologic section of the Sea of Japan

Fig. 2 Geologic-geomorphologic section of the Ryukyu Island Arc

Fig. 3 Geologic-geomorphologic section of the South China Sea

Fig. 4 Water depths of deep-water terraces in the continental and island slopes of the Northwest Pacific Ocean

Table 1 Statistics of troughs in the continental and island slopes of the Northwest Pacific Ocean

Geomorphologic Types and Features of the Continental Slope and Central Basin of the South China Sea

The types of geomorphology and their features on the continental slope and Central Basin of the South China Sea are studied. Great differences are very distinct between the continental slope and island slope of complicated topography, in which geomorphologic types, such as mountain and hill, trough and trench, valley and fan, and platform and ridge, develop. The Central Basin contains plain area and mountain-hill area. The abyssal plain is rather even, and the mountain and hills extend in the directions of NE, near-EW and SN respectively acc-

ording to their arrangement. The geomorphology in the South China Sea obviously shows regional features, and its formation and development were controlled by plate tectonic movement of the South China Sea.

Table 1 Topographic features of platforms

Table 2 W-E seamount chain in the South China Sea

Table 3 N-S seamount chain in the South China Sea

PART II GEOPHYSICS

Gravity Field Characteristics

The maps of free-air gravity anomalies and Bouguer gravity anomalies are compiled based on the observed data in China seas and adjacent regions and China continent and on the data of Japan, U. S., and former USSR, etc. The maps are one of the basic data for studying geology of this area.

In macroscopic view, this area can be divided into 3 provinces with different gravity anomaly characteristics. The first province includes the continent and continental shelf of the study area, and is characterized by low and negative gravity anomalies. This province has the crustal structures of continent. The second province includes the marginal seas and trenches and troughs, and is characterized by the obvious division and rapid variation of the gravity anomalies. It corresponds with the crustal structures of transitional type. The third province is located in ocean area, mainly in the southeast part of the map. It is characterized by the flat variation and zero average of the free-air gravity anomalies and high Bouguer gravity anomalies and has the crustal structures of the oceanic lithosphere. There are 17 field-blocks with different features of gravity anomaly in the three provinces mentioned above.

The maps of gravity anomalies potentially contain rich geologic information. The author tries to make the following explanations about the geologic significance of the gravity anomalies: (1) The three provinces divided according to the characteristics of gravity anomalies correspond with three different crustal structures respectively. (2) Different tectonic units can be outlined by gravity anomalies of different characteristics. (3) Gravity gradient zones with linear extension in a direction correspond with geologic structure line. (4) Sedimentary basins are always characterized by flat variation and low or negative gravity. (5) Linear extension in the zones of high gravity values is one of the principal geophysic field characteristics in the island and arc area. (6) Linear distribution of free-air negative gravity anomalies shows the present location of suture line. (7) The existence of free-air gravity

anomoaly zones and Bouguer gravity anomaly zones which have positive and negative anomalies alternately and also have low isostatic anomalies and flat variation, reflects the combined characteristics of gravity anomaly in the passive continental margin area.

Fig. 1 Schema of gravity anomaly divisions

Fig. 2 Distribution model of gravity anomaly and density across the Manila Trench and the forearc area in the central part of west Luzon

Table 1 Division of gravity anomalies in China seas and adjacent regions

Table 2 Comparison among different earth crusts (continental, transitional and oceanic)

Table 3 Comparison among velocities of continental and oceanic crusts

Magnetic Field Characteristics

China seas and adjacent regions are divided into three provinces according to characteristics and distributions of magnetic anomaly, they are, continental magnetic province continental margin magnetic province, and oceanic magnetic province.

In the continental magnetic province, local anomalies develop well in blocks, connecting mosaically with each other. These anomaly blocks are usually separated by linear anomaly zones. Magnetic characteristics in this province mainly reflect differences of magnetic structures in the upper crust. And the magnetic anomalies show that both continent and shelves of China are combined by land block of different magnetic properties.

The continental margin magnetic province is the transitional belt between continental and oceanic crusts, covering a part of the modern global active-tectonic zones. Its magnetic characteristics change from north to south. In the north part, the Sea of Japan area is represented by regional negative anomaly. In the central part, the Ryukyu Trench, Ryukyu Islands and Okinawa Trough arcuate area, displays an arrangement of stable, linear and again stable magnetic fields. In the south part, alternation of negative and positive linear anomaly zones characterize the South China Sea Basin area.

In the oceanic magnetic province, there is only a poor development of local anomaly. The curves show an irregular low-amplitude, so the magnet field appears monotonous. It reflects that the oceanic crust is in good stratified structure. The changes in magnetic field mainly result from uneven distribution of magnetic basalt layers.

Fig. 1 Schema of magnetic field division

Fig. 2 Typical long magnetic anomaly profile

Fig. 3 Magnetic anomaly of East China Sea shelf (continuous 20km up)

Fig. 4 Interpretation of regional negative anomaly in the Sea of Japan

Normal Geomagnetic Field

A unified and proper normal geomagnetic field is necessary to study magnetic anomaly $\triangle T$ in China seas and adjacent regions. So two normal geomagnetic fields are analysed and discussed in this paper.Furthermore, a reasonable normal geomagnetic field IGRF is selected and showed.

Fig.1 Total intensity(F) of IGRF in 1980.0($\times$1 000nT)

Fig.2 Declination(D) of IGRF in 1980.0

Fig.3 Inclination(I) of IGRF in 1980.0

Table 1 Differences of total intensity of normal geomagnetic field in 1980.0(calculated with 1970 and 1980 models)

Moho Discontinuity and Crustal Structure

Discontinuity varies greatly from one place to another, and crustal structure is complicated in China seas and adjacent regions. The Moho discontinuity obviously tends down in the shape of steps from ocean through continental margin to the continent. The main trend of the Moho isodepth line throughout the area is in NE and NNE direction. This area can be divided into three provinces according to the Moho shape. The first is oceanic province of which the Moho is flat and no variation. The second is continental marginal province of which the Moho is steep. The third is continental province where the Moho varies gently. The three provinces are divided into 14 areas. The Moho shape and crustal structure have nothing in common with each other. The Moho depth in first province is shallower than 16km, and the thickness of crust is usually about 6km, and the oceanic crust is predominant in this province. The Moho depth in second province is between 16-30km, and the transional crust is predominant. The gradient zone of Moho isodepth line along the trench-arc is the line of demarcation between oceanic and continental crust. In the third province, the Moho depth is deeper than 24km, and the crust is continental.

Fig.1 Division schematic diagram

Fig.2 Isodepth map of Moho in China seas and adjacent regions

Fig.3 Schematic diagram of the Moho divisions in China seas and adjacent regions

Fig.4 Section of crustal structure traversing the south central part of the Ryukyu Trench-Arc system near the Kerama Gorge

Fig.5 Section of crustal structure traversing the north part of the Ryukyu Trench-Arc system

Glennie Gravity Anomaly in the Central Basin of the South China Sea

The Central Basin of the South China Sea is taken as an example to expound the significance of introducing far-region and Glennie gravity corrections and to discuss the application vistas of Glennie gravity anomaly suitable for geologic studies of deep structures.

Fig.1 Mass distributions of Bouguer(a) and Glennie(b) anomalies

Fig.2 Sketch map of Glennie gravity anomaly in the South China Sea

Fig.3 Correlation between Glennie gravity anomaly and lithosphere ages

Magnetic Anomaly Characteristics of the South China Sea

Magnetic anomaly in the South China Sea, shows magnetic characteristics at low latitudes. The magnetic pattern in the area varies greatly. In the South China Sea Basin, there are magnetic lineations, while in the southeast of the Dongsha Islands and in the Xisha Trough (the northern slope), there is a distinctively high positive anomaly zone. In the South China Sea, divisions, distribution and orientations of magnetic anomaly are basically coincident with structural provinces. On the basis of the magnetic anomaly divisions, correspondency of the anomaly to oil- and gas-bearing basins, basement features, geologic structure bodies(such as faults and seamounts) and origin of the South China Sea has been discussed.

Fig.1 Magnetic anomaly and geologic structure

Fig.2 Contrast between the measured magnetic anomaly and the tilted thick-plate magnetic anomaly under angular magnetization in the Xisha Trough

Fig.3 Anomalies produced by seamounts

Fig.4 Sea knolls, sea mounts and their local gravity-magnetic anomalies

Magnetic Anomaly Lineations of the South China Sea

The observed magnetic data show that there are two series of magnetic lineations with different directions in the South China Sea Basin. One of the series,

trending nearly W—E, develops in the east and northwest of the South China Sea Basin, whereas the other, trending NE, is located in the southwest of the basin, The authors have recognized that the magnetic lineation pattern in the east part of the deep-sea basin is composed of 5d-11, by comparsion between theoretical spreading magnetic anomaly and observed magnetic anomaly, and thus the age of the N-S seafloor spreading is postulated to be 32-17Ma. By using the same method, it is inferred that the seafloor spreading in the northwest and southwest of the basin occurred during 32—28.5Ma and 15—11.8Ma respectively. The above-mentioned result is coincident with the deduced age of oceanic crust from heat flow measurement.

Fig.1 Map of magnetic anomaly $\triangle T$ in the South China Sea

Fig.2 Contrast between the measured magnetic anomaly and the theoretical spreading magnetic anomaly in the east part of the deep-sea plain of the South China Sea

Fig.3 Contrast between the measured magnetic anomaly and the theoretical spreading magnetic anomaly in the southeast of the deep-sea plain of the South China Sea

Fig.4 Contrast between the measured magnetic anomaly and the theoretical spreading magnetic anomaly in the northwest of the deep-sea plain of the South China Sea

A Comprehensive Interpretation of Gravity-Magnetic Anomaly in the Gravity-Magnetic Transect from Guangzhou to Palawan

The transect from Guangzhou to Palawan is 1 800km in length. The following conclusions are drawn from the interpretation of MGS-1D system: (1) From north to south along the transect, gravity anomaly of deep sources caused by mass anomaly at the core/mantle boundary, increases gently. (2) Magnetic anomaly ΔT includes two types, deep and shallow ones. Shallow magnetic anomaly is caused by layer 2A, and deep anomaly results from two sources; magma chamber in the central part of the oceanic basin, and subsided continental fragments at the continental margin.

Fig.1 Geoid-anomaly map, GEM-9 obtained by summing up harmonic contributions from degrees 2—10

Fig.2 Magnetic layer distribution of oceanic crust in the South China Sea

Interpretation Methods of Magnetic Anomaly in Guangzhou-Palawan Geoscience Transect

Based on the spreading history and latitudes where the South China Sea is located, magnetic anomaly in the South China Sea as a main extremum type and also the existence of some deep magnetic sources have been pointed out. Inversion of magnetic structure of crust is considered as the major task of magnetic interpretation, and the necessity and feasibility of using high and low pass filter and to-pole techniques in data processing are also discussed. The application of layer 2 specially designed for marine magnetic interpretation is introduced. ICA results show that it is valid for deep source anomalies only. Finally, the flowchart of magnetic data processing of Guangzhou-Palawan Geoscience Transect and a marine magnetic and gravity data processing system (MGS-1D) are briefly outlined.

Gravity Field Characteristics of the East China Sea

Gravity anomaly in the East China Sea has an obvious distribution and complicated characteristics. The complicated characteristics of the gravity anomaly provide for us a lot of useful information about the geologic structure. The extension of Yangtze and Huanan Land Blocks towards the North East China Sea, the fault structures between suture lines of different blocks in this area, and also the crustal

structure are discussed.

Fig.1 Bouguer gravity anomaly division in the East China Sea

Fig.2 Profiles D768-D800

Fig.3 Interpretation profile D576 in the East China Sea

Fig.4 Distribution of the continental shelf basement in the East China Sea

Table 1 Division of gravity anomaly characteristics in the East China Sea

Magnetic Field Characteristics of the East China Sea Shelf Area

on the basis of analysis of magnetic field characteristics and buried basement-rock depths in the East China Sea shelf, geologic characteristics of magnetic anomaly, the tectonic pattern—— "west-east zonation, north-south blocks" in the shelf, and the formation time of magnetic basement, are expounded.

Fig.1 Plan of magnetic anomaly of the East China Sea

Fig.2 Up-continuous map of magnetic anomaly in the continental shelf of the East China Sea

Fig.3 Buried depth of magnetic base rock in the continental shelf of the East China Sea

Fig.4 Sketch map of basement distribution in the continental shelf of the East China Sea

Seismic Prospecting in the East China Sea

From 1974 to 1977, regional seismic prospecting was completed in the sea area, and the geologic structure was made clear by using analog seismic data. Since 1980, sysmatic seismic reconnaissance and detail prospecting have proceeded in the East China Sea. A great number of digital seismic data with 48/60 coverage have been acquired, and 3D marine seismic survey has been carried out. Advanced methods and techniques are used in digital processing and interpretation of seismic data, such as wavelet processing, synthetic sonic log, AVO, VSP, DMO, etc. These results have greatly promoted oil and gas explorations in the East China Sea.

Fig.1 Tectonic division of the East China Sea

Fig.2 Distribution of the Oujiang Depression system

Fig.3 Differential interval velocity curves

Fig.4 Pleistocene turbidite sediments in the Okinawa Trough

Fig.5 Undersea channels in the west slope of the Okinawa Trough Basin

Table 1 Seismic sequences of the East China Sea Shelf Basin

Table 2 Seismic sequences of the Okinawa Trough Basin

North Jiangsu-the South Yellow Sea Magnetic Basement

Characteristics and boundary of magnetic basement in North Jiangsu and the South Yellow Sea have been studied according to magnetic data, geologic investigations and some other methods. It is suggested that the basement mainly consists of middle Proterozoic para-rocks of non or weak magnetism. The basement is bounded on the west by Tancheng-Lujiang Fault Zone, on the southeast by the line from south bank of the Changjiang River mouth in the Hongdao Island, and on the north-by the line from Rizhao to Qingdao to Chengshanjiao. And characteristics of positive magnetic anomaly in this area are also explained.

Fig.1 Contour map of magnetic anomaly in North Jiangsu-South Yellow Sea and adjacent regions

Fig.2 Contour map of magnetic anomaly in North Jiangsu-South Yellow Sea area (continuous 10km up)

Fig.3 Depth of magnetic baserocks in North Jiangsu-South Yellow Sea area

Comprehensive Geophysical Characteristics of Basement Structure in the Liaodong Bay

As the foundation of comprehensive geophysical interpretations, density, magnetization and seismic wave velocity of rocks in the Liaodong Bay were compiled carefully and statistic analysis was also carried out. A new apparent-density and apparent-magnetization inversion method, which allows density and magnetization to vary with depth, has developed in space domain. The undulation of basement was obtained from seismic reflection, so the apparent density and magnetization distribution was calculated by the inversion method mentioned above. The basement structure was mapped from the calculated apparent density and magnetization distribution. The basement fault distribution and structure were depicted with various transformed two-dimensional gravity and magnetic anomalies and man-computer interactive interpretation along profiles. The structure characteristics of basement, which may be summarized as two zones from west to east and two blocks from north to south, and their implication to the sediments and hydrocarbon was discussed.

Fig.1 Tectonic unit division of the Liaodong Bay

Fig.2 Bouguer gravity anomaly of the Liaodong Bay

PART III GEODYNAMICS

Geodynamic Characteristics

China continent and adjacent seas are made up of a series of blocks sutured together. Because these blocks are different in structure and also in suturing time and model, they have evident division of geodynamics. Therefore, China continent and adjacent seas are divided geodynamically into 3 large areas and 6 small ones, on the basis of activity of modern crust, together with geological and geophysical data such as isostatic gravity anomaly, earthquake and focal mechanism solution, in-situ stress survey, geothermal measurement, buried depth of low-volocity layer in the upper mentle, active rift, magma activity, Cenozoic sedimentary basin, active plate boundary, and movement vector.

Modern dynamic situation in each block mainly depends on its geodynamic environment. The Ryukyu-Taiwan-Philippine Island Arc area, as the contact position when the Philippine Sea Plate subducting beneath the East Asian continent, has a very strong tectonic activity, and forms the strong active zone of the West Pacific Ocean. Northern China and the Yellow Sea and the Bohai Sea areas belong to strong intraplate active zone, whose dynamic mechanism may be related to deep mantle upwelling, and to gravity differentiation caused by uneven density within the blocks.

Although the East Asian continent is sandwiched in between the Indian and the Philippine Plates, the two plates have a very weak controlling force on the continent. According to satellite gravity data, there is a strong area of mantle current upwelling near Qinling. Thus a NE-NW radioactive stress field, which now becomes the dominant stress field, has been formed in southeast China continent.

The available geological and geophysical data indicate that mantle current is the main dynamic mechanism driving plate movement in this area.

S-Wave Three-Dimensional Velocity Structure

The authors have studied shear-wave 3D velocity structure of China mainland and its adjacent sea areas by applying matched-filter frequency-time analysis technique and improved grid dispersion inversion method to the records of 238 paths of surface waves selected from 27 Chinese long-period seismometers and 3 WWSSN long-period seismometers. The S-wave 3D velocity structure in the depth range of about 200km in China seas and adjacent regions has been studied. The results show as follows:

(1) The shear wave velocity structure in the depth range of about 200km is evidently related to the tectonics. The average velocity of the crust in the central part of the Yangtze Block, South China Fold Belt and Sino-Korea Block, and in the central-west part of Inner Mongolia-Da Hinggan Ling Fold Belt is about 3.6km/s, higher than that in North China Plain. The velocity of Jianghuai Plain, South Yellow Sea and East China Sea is comparatively low, and in the continental shelf of the East China Sea and in the Okinawa Trough exists the lowest, 3.3-3.4km/s. The crust of Kyushu-Palau Ridge has the highest, 3.7km/s.

(2) Bouguer gravity anomaly is mainly controlled by Moho depth. Moho depth increases gradually to the west. In the continental shelf of the East China Sea and in the Okinawa Trough the smallest one is found, only about 20km, and in the central part of China mainland it is about 40km. Crust thickness of the Yellow Sea is larger than that of the East China Sea. In the Sea of Japan, crust is thinner in the north than in the south. The map of Bouguer gravity anomaly shows that there are two gravity gradient belts in the study area. One is in the central part of China, striking along Taihang and Wuling Mountains and located between 38—39km and 33—36km deep in the crust. The other is in the east part, along south margin of the South China Sea Basin and east margin of Okinawa Trough, and with a crustal depth between 27—30km and 23—27km. In a word, Moho depth and Bouguer gravity anomaly are correlated well with each other.

(3) The depth of low-velocity layer of mantle is closely related to the heat flow value on the earth's surface. There is no low-velocity layer in Yangtze

Block. Velocity of the layer in South China Fold Belt is very high, more than 4.4km/s. Depth of the layer in Inner Mongolia-Da Hinggan Ling Fold Belt is more than 100km (in some regions, depth of the low-velocity layer is small, but the velocity is large, higher than 4.3km/s). In North China Basin, the low-velocity layer is relatively shallower, and the shallowest, about 62km deep, occurs in the Bohai Sea. Except in the Yellow Sea, depth of the low-velocity layer in the sea areas is generally small. The shallowest regions are the continental shelf of the East China Sea, Okinawa Trough, Taiwan and Bashi Channel, with a depth of about 47—56 km. The depth of the low-velocity layer in the Sea of Japan is small also. Areas with a shallow depth of the low-velocity layer have high heat flow values. In the South China region, the values of heat flow are small in general. Therefore, we consider that thermal sources related to the heat flow values in the China seas and adjacent regions exist mainly in the low-velocity layer of upper mantle.

(4) Subduction of Pacific Plate beneath Eurasian Plate has been reflected in the map of group velocity and the map of shear-wave velocity distribution.

Fig.1 Distribution of stations and earthquake epicenters

Fig.2 Numbers of intervals of China continent and adjacent areas

Fig.3 Curve of pure path dispersion in each area

Fig.4 Intervals of group velocity (km/s) ($T = 34.57$s)

Fig.5 Group velocity distribution (km/s) ($T = 79.53$s)

Fig.6 Distribution of SV velocity (km/s) ($H = 37$km)

Fig.7 Distribution of SV velocity (km/s) ($H = 140$km)

Fig.8—13 Distribution of SV velocity (km/s) in vertical section

Fig.14 Distribution of average SV velocity (km/s) in the crust

Fig.15 Moho-depth distribution

Fig.16 Distribution of the first low-velocity layer depth in the upper mantle

Heat Flow Field

Heat flow field reflects temperature differences within crust and even deeper part in some way, and has been paid more and more attention by people in geologic and geophysic studies now. Geothermal data, such as geothermal gradient and heat flow values got from the study area, have been analyzed comprehensively and calculated properly. Composition reflecting shallow local and arbitrary factors in the heat flow field have been suppressed, and those reflecting deep and regional parts emphasized. Based on the processing results, "Heat Flow Isogram in China Seas and Adjacent Regions" has been charted by computer, and geologic interpretation is also given.

Fig. 1a Profile of geothermal field in middle south Okinawa Trough and the adjacent area

Fig.1b Heat flow chart of the geothermal field in middle south Okinawa Trough and the adjacent area

Fig.2 Heat flow trend in China seas and adjacent regions

Fig.3 Faults in Okinawa Trough

Earthquake Distribution Law

Historic and instrumental data on earthquakes $\left(M>4\frac{3}{4}\right)$ in China seas and adjacent regions (O—42°N, 102—140°E) are systematically collected, several characteristics are found for their spatial distribution:

(1) The island arcs between the Eurasian and Philippine Plates are most active in seismicity.

(2) Inside the plate far away from the plate boundary earthquakes are scattered, and significant differences exist among different blocks. Bohai Sea and Yellow Sea, located in the Sino-Korea Block, have widely-spread strong earthquakes. Central Bohai Sea and South Yellow Sea are the famous "earthquake nests". Seismicity and tectonic activity show gradual decreases from Taiwan to the mainland in the continental shelf of the East China Sea and South China Sea, and in Beibu Gulf of the South China Block. South China Sea Block has the weakest seismicity.

(3) Mutual subduction and collision of plates at island arcs are revealed by new data. Previous study has confirmed that the Philippine Plate subducts the Eurasian Plate at the Ryukyu Arc. Spatial distribution of shallow to intermediate earthquakes to the east of the Coast Range of Taiwan further indicates that the Philippine Plate moves northward in collision with Taiwan and slides to the east of Taiwan at the same time.

These data and analyses are useful not only for the understanding of the geodynamics, but also for the economic development of the region.

Fig.1 Distribution of earthquake epicenters

Fig.2 Distribution of earthquake focal depth

Fig.3 Focal depth profiles

Analysis of Focal Mechanism

Data of focal mechanism solution of earthquakes in China seas and adjacent regions (0—42°N, 102°—140°E) are systematically compiled, and seismotectonics of this area is discussed. Modern tectonic stress field and focal fault nature are analyzed

and their regional characteristics are found as follows:

(1) The Sino-Korea Block, including Bohai Sea and Yellow Sea, is subjected to the modern tectonic stress field, represented mainly by NEE-SWW horizontal compression and NWW-SEE horizontal tension. Focal faults dominantly show strike-slip movement with minor normal fault component.

(2) The East China Sea, Taiwan Strait, and north South China Sea margin are under NWW to NW horizontal compression. Focal faults are also mostly strike-slip ones but with minor thrust component.

(3) The South China Sea Basin is likely under NNE horizontal compression. Focal faults are thrust with strike-slip component.

(4) East Taiwan has the stress field featured by a NWW horizontal compression. Focal faults are mainly strike-slip ones to the east of Huoshao Island, and thrust or thrust with left-lateral strike-silp component to the east of the Coast Range.

(5) In the arcuate zone from Southwest Japan, via Ryukyu Islands and Taiwan to Philippine Islands, tectonic stresses and focal faults vary significantly with their tectonic locations.

These results are helpful to the understanding of the modern tectonic movements of this area.

Fig.1 Horizontal Projection of Principal compression-stress axes

Fig.2 Distribution map of fault motions of earthquake focus

Table 1 Fault-plane solutions of earthquakes in China seas and adjacent regions

Satellite Gravity Anomaly and Mantle Current

Characteristics of geodynamics in China seas and adjacent regions are discussed based on satellite gravity anomaly calculated by using spherical harmonics of 180-degree gravity potential of GEM 10c earth model, and inner structure of lithosphere and relationship between the inner structure and mantle movement are also discussed based on the fact that different degreed satellite gravity anomalies mainly reflect density inhomogeinety of different depths. The paper has made an interpretation in two aspects: (1) Satellite gravity anomaly in continental and oceanic basins, and the geodynamic characteristics reflected, and (2) satellite gravity anomaly in trenches and arcs and the geodynamic phenomena.

Fig.1 Tectonic features of eastern China continent and sea areas

Fig.2 2—10 degree satellite gravity anomaly

Fig.3 11—36 degree satellite gravity anomaiy

Fig.4 2—180 degree satellite gravity anomaly in Chlna seas and adjacent regions

PART IV GEOLOGIC STRUCTURE

Geologic Features

The study area is located in the east margin of Eurasian continent, striding across the common boundary between Eurasian and Pacific Plates. Various geologic phenomena have occurred and typically West Pacific trench-arc-basin system formed in the Eurasian continent, because of long influence of west Indian Plate and also because of the increasing action of east Pacific Plate since Miocene.

The study area can be divided into the east and west Parts by South China Sea Trough-Ryukyu Trench-Philippine Trench. The east part mainly sees the distribution of oceanic basaltic rocks, characteristic of oceanic crust and belonging to Philippine Sea Plate. The west part consists of thick sedimentary and volcanic rocks belonging to continental crust in Eurasian Plate. The latter can be further subdivided into continental part and its extension in the west and continental margin in the east.

There are various stratigraphic types with huge thickness in the continental area. Their distributions depend on their tectonic locations. North China, Yangtze, South China and Indo-China Blocks all have undergone the process of continental nucleus ⟶ platform ⟶ continental block during their evolutions. The oldest continental nucleus, consisting of Archaeozoic and forming North China Block, can be seen in Hebei, Shandong and Liaoning Provinces and also in Korea. Continental nuclei of the other blocks (Yangtze, South China and Indo-China Blocks) were made up of Proterozoic. And also Palaeozoic and Triassic can be seen to have the tendency of distributing around the old strata. The Palaeozoic, outcropping in the middle south of the Hainan Island, can be correlated with that in Australia. Both came from Gondwana land. Mesozoic, often basin-shaped, can be found scattered in depressions of continent and continental shelf, and forms intraplate and plate-margin basins. The Bohai Sea Basin and South Yellow Sea Basin belong to the former, and the East China Sea Shelf Basin and Zhujiang River Mouth Basin belong to the latter.

Stratigraphic exposure in continental margins is dominated by Mesozoic and Cenozoic. Palaeozoic is only found in the internal parts of the Japan, Ryukyu, Taiwan and Philippine Island Arcs. These Palaeozoic strata indicate some later tectonic changes, uplifting and denudation in the continental margins, or represent cores of extraneous terranes, around which Mesozoic or even newer strata are often

distributed, representing the accretion zones formed during the processes of coalescence of the blocks. Moreover, in some backarc spreading basins by subduction of oceanic crust, Cenozoic sediments in huge thickness also develop.

In the marginal sea areas, such as the South China Sea and the Sea of Japan, oceanic crust has occurred in their central parts where basalt develops, with the ages of Cretaceous, Palaeogene or Miocene of Neogene.

In the Philippine Sea, unit beneath thin abyssal sediment generally consists of oceanic basalt, with ages of Miocene and Oligocene in the east and Eocene and Palaeocene in the west, except for some sea ridges where Cenozoic sediment and modern volcanoes outcrop.

Magmatic rocks spread widely in the study area, including ultrabasic, basic, intermediate, acid and alkaline rocks, which are Archaeozoic, Proterozoic, Caledonian, Variscan, Indosinian, Yanshanian and Himalayan in ages. The occurrence forms are shown by both intrusion and extrustion. The former is acidly dominant, with small stocks and large batholiths, and the latter is mainly basic, with not rich volcanic extrusions and also oceanic basalt similar to the main body of the Philippine Sea Plate.

In the continent area, major faults often make up boundary of blocks. They are generally NE-NEE or NW-NWW in strike, nearly the same as the block boundary.

In the island-arc area, a fault, which is related to plate activity and as the trace of a terrain joining the continental margin, gets clearly younger (from Mesozoic to Cenozoic) eastwards. Such a fault trends NE-NNE, near-N-S or NNW, nearly perpendicular to the direction of the terrain or plate movement.

Faults which developed in modern time along trenches are the South China Sea Trough, Ryukyu Trench and Philippine Trench faults. They form the west boundary of modern Philippine Sea Plate.

Faults, well developing in the internal part of a block, are represented by the boundaries of Eogene extensional basins, generally trending NNE-NEE and perpendicular to compression force. Another kind of fault system is found in the Philippine Islands. Because compression and displacement are in different directions, the islands are broken into pieces, whose boundaries are made up by the numerous faults with varied directions.

The evolution processes of the entire East Asian continent and its margin area are that pre-Mesozoic continental crust, with an older continental nucleus as its core, grew laterally and got pieced together to form a platform or a continental block, and then since Mesozoic, the Eurasian, Indian and Pacific Plates had a relative movement, the block migrated continuously due to oceanic crust subduction and dackarc spreading, and at last tended to coalesce with the continental margin.

Geotectonic Features

China seas, a specific area in the global plate tectonic framework, are situated between East Asian continent and Philippine Sea Plate within Eurasian Plate and make up an important part of trench-arc-basin systems in the West Pacific. They consist of front belts where continents and oceans appeared alternately since Late Paleozoic. According to structural environment of the sediments, magmatic rocks and metamorphic deformation, geophysical field characteristics and crust properties etc., East Asian continent, continental margin area and Philippine Sea Plate are subdivided into a series of basic tectonic units such as blocks, suture zones and trench-arc-basin systems. Special emphasis is put on the movement and characteristics of suture zones at the block margin. Evolutionary history of their generation and development is also the Pangea history during ancient global tectonic period.

During this ancient global tectonic period, tectonic evolution of China seas and adjacent regions went through the formation process of continental nuclei in each block, and transitional platform, platform stabilization or cratonization and the formation of Pangea pieced together by a series of blocks, and then underwent the adjustment at the intermediate stage before entering neo-global tectonic period after Indosinian Movement. Owing to the disintegration of Pangea and the sea-floor spres-

ding of the ocean plates, the subduction of the Tethys-Kulu plate occurred and the Hainan-Hida and Yuli-Sanbakawa Suture Zones were formed in turn at the margin of Huanan-Sobaek Block, a part of East Asian continent, which had suffered compression from Gondwana. Marginal compression became the major causes of the deformation of East Asian continental crust, resulted in the basement decoupling and blanket nappe and fold in thin crust of Huanan-Sobaek and Yangtze-Kyonggi Blocks, and caused such suture zones as former Jiangshao Suture Zone to become large-scale high-angle thrust or strike-slip faults, making it very difficult to delineate old boundaries between blocks or belts. In Cenozoic, Indian Plate collided with South Asian margin, and Pacific Plate and Philippine Sea Plate subducted beneath East Asian continental margin twice. Under the combined action of these two grand plates, East Asian continent and its margin orept eastwards, then blocks from south to north were changed into the structural framework of belts from east to west overlain dy several NE-or NEE-trending fault-sudsidence basin belts, at the sametime, the disintegration of continental crust and the first spreading occurred in the South China Sea Block. Afterwards, in the background of the subsidence of the continental margin, the above mentioned fault-subsidence basins were changed into downwarp basins and the second spreading appearred in the South China Sea. Variation of the movement direction and subduction of Philippine Sea and different stresses at different segments resulted in different structural patterns. The subduction in South China Sea Trough and Ryukyu Trench caused backarc spreading in the Japan Sea Basin and Okiwana Trough. Meanwhile, the arc-ocean collision with the ocean-crust up-thrust was exhibited in Taiwan Strait. Philippine Trench, east of the south part of the Philippine Arc, subducting westward, and Manila Trench, west of the south part of the arc suducting eastward, the structural pattern of opposite thrust was formed.

The authors, according to glacial conglomerates, Palaeobiological and Palaeomagnetic data, which belong to Gondwana, discovered by some geologists in Hainan Carboniferous-Permian strata, and also according to other geophysical data from Hainan Island, believe that an important structural boundary, namely, Hainan-Hida Suture Zone, extended from the north of Hainan Island through the inner continental shelf of Yue-Min-Zhe (Guangdong-Fujian-Zhejiang Provinces) to the north of Southwest Japan. As an Indosinian—early Yanshanian active orogenic belt, it was dominated by Andean-type subduction with ductile shearing in early stage and by the orogeny in the way of soft continent-continent collision in late stage, at the same time, large-scale magmatic rock belts were formed in the western coast of the Pacific. Its effect on the plates generally existed. In late Indosinian stage, subduction zones jumped away and a new active orogenic zone (Yuli-Sanbakawa Suture Zone) was formed in Dongsha-Taiwan-Diaoyu Islands—Southwest Japan, and coupling zone of metamorphism with median tectonic line was formed

in Southwest Japan, and Yuli-Tailuge Coupling Zone of Metamorphism in Taiwan.

Fig.1 Tectonic division of China seas and adjcent regions

Fig.2a V_P-h curves for South China, Qinghai-Tibet Plateau and Australia Shields

Fig.2b Velocity patterns of P wave for some blocks in China

Fig.3 Overthrust faults and nappe structures in Indo-China Block

Fig.4 Crustal velocity pattern in Southeast China, h indicates thickness

Fig.5 Distribution of velocity structures in Quanzhou—Shantou area

Fig.6 Structural pattern of crust and upper mantle in Quanzhou—Shantou area

Fig.7 Relationship between volcanic rocks and collisional orogenic belts

Fig.8 Cross-sections showing the geological structures

Fig.9 Sketch map of pre-Cambrian tectonics of eastern China and adjacent regions

Fig.10 Sketch map of Early Palaeozoic tectonics of eastern China and adjacent regions

Fig.11 Sketch map of Late Palaeozoic tectonics of eastern China and adjacent regions (Pangea A)

Fig.12 Sketch map of Mesozoic tectonics of eastern China and adjacent regions

Fig.13 Sketch map of Early Cenozoic tectonics of eastern China and adjacent regions

Table 1 Development stages of crust structure

Guangzhou-Palawan Geoscience Transect

Guangzhou-Palawan Geoscience Transect, trending N—S, crosses the whole South China Sea and its adjacent areas, with a total length of 1 800km. The transect is made up unitedly according to the compilation guidelines for Global Geoscience Transect of International Lithosphere Program Coordinating Committee 7. The whole South China Sea is covered by Cenozoic, with greatly varying thickness of each sector, generally thicker on the north and south margins than in the Central Basin. The first two of the three important unconformable events in Cenozoic should correspond to "splitting" and "breakup" unconformity South China Sea experienced during its spreading, the last unconformable event may represent a new extension of South China Sea. The gravity and magnetic anomaly lineations reveal the macroscopic three-division in lithosphere structure along the transect. Integrated interpretation model shows that there are complex stratified and block structures within the lithosphere. The changing tendency of Moho depths and the lithosphere bottom, which is deeper in the margins than in the Central Basin, is coincident with the profile of 2D temperature distribution, indicating that the hot asthenosphere has risen to varying degrees in South China Sea. Different order fields of mantle flux state provide qualitative evidences for analyzing geodynamic characteristics of different depths; low order field can be regarded as the state of the

subduction mechanism of the Pacific Plate towards Southeast Asia in deep asthenosphere, and the high order field reflects the geodynamic features of different sectors of the lithosphere.

Six terranes can be identified in the areas where the transect passes. The complex processes of the repeated collision-accretion and disintegration-separation in the region since Palaeozoic can be reconstructed according to the evolution history of each terrane. Caledonian Movement in South China is actually the collision between SCT and NSCST. Indosinian Movement is an important period when each isolated continental block including Southeast Asia joined the North continent. ZST and SSCST were originally part of ICT and joined NSCST in this period. Since Indosinian Movement, the whole Southeast Asia joined a peninsula stretching between ancient Pacific and Tethys. The east and west sides of the peninsula were in opposite subduction state of oceanic plates in Yanshanian period. Because the both subduction zones met on the south end of the peninsula, the opposite subduction certainly progressed between the oceanic plates, forming a huge accretion system including SLT. Indo-China Peninsula was squeezed southwards after Indian-Asian collision in Middle Eocene, and W-E stretching collision zone in Indo-China epoch between NSCST and ICT (including ZST and SSCST) transformed into fault-depression zone because it was in S-N extension state. The eastern sector of the fault-depression zone evolved further into sea-floor spreading, forming CSCST. ZST and SSCST were dismembered from ICT at that time, and the latter collided with SLT which rotated counterclockwise following the accretion system in Early Miocene. Up to the end of Pliocene—Early Pleistocene the land-arc collision between Luzon and NSCST caused the formation of Taiwan Island, finally forming the present marginal sea situation of South China Sea.

Fig.1 Location map of Guangzhou-Palawan Geoscience Transect

Fig.2 Cenozoic sedimentary profile interpreted by reflection-seismic record of the north margin-Central Basin-south margin of the South China Sea

Fig.3 Seismic-stratigraphic column of the north margin-Central Basin-south margin of the South China Sea

Fig.4 Interpretation section of reflection-seismic record in the central part of Zhu-2 Depression in the Zhujiang River Mouth Basin

Fig.5 Interpretation section of reflection-seismic record of the north slope-Central Basin in the South China Sea

Fig.6 Magnetic anomaly (ΔT), magnetic source depth, and power spectrum of Guangzhou-Palawan Geoscience Transect

Fig.7 Gravity anomaly profile from Guangzhou to Palawan

Fig.8 Comprehensive interpretation profile of lithosphere from Guangzhou to Palawan

Fig.9 Temperature distribution profile of lithosphere from Guangzhou to Palawan

Fig.10 Mantle flow profile (calculated by satellite gravity anomaly) from Guang zhou to Palawan

Fig.11 Tectonic map of the South China Sea

Fig.12 Evolutions of the terranes' relations in the South China Sea and the neighbouring areas

Table 1 Geographical coordinate of pinnacle and turning point along the profile

Table 2 Correlation of estimated values of the lithosphere thickness in the South China Sea Central Basin

The Yangtze River Mouth—Ryukyu Trench Geoscience Transect

The geoscience transect (from the Yangtze River Mouth to the Ryukyu Trench) goes eastwards from the China continent coast to the Philippine Sea (to the east of the Ryukyu Trench), striding the Eurasian and Philippine Sea Plates, with the subduction zone of the Ryukyu Trench as the boundary in between. The Eurasian Plate is further devided, by the littoral, East China Sea slope and Ryukyu junctures, into 4 terranes, namely, the west margin of the East China Sea shelf, the East China Sea shelf, Okinawa and Ryukyu. The last 3 ones are blocks which split from the north margin of the Gondwana Land and, with the subduction of the Kula Plate during Late Jurassic-Early Cretaceous, Cretaceous and Late Cretaceous-Early Tertiary, joined the east margin of the Eurasian continent. About 100Ma B.P., this east margin crept to form the East China Sea Shelf Basin due to the collision of the Indian Plate. About 45Ma B.P., the Pacific Plate movement changed its direction into westward subduction and, at last, produced the trench-arc-trough-slope-shelf structural system in the West Pacific.

Fig.1 Location of the geoscience transect

Fig.2 T_1^1 seismic reflection interface (Okinawan Trough Movement)

Fig.3 T_2^0 seismic reflection interface (Longjing Movement)

Fig.4 T_3^0 seismic reflection interface (Yuquan Movement)

Fig.5 T_4^0 seismic reflection interface (Oujiang Movement)

Fig.6 T_6^0 seismic reflection interface (Jilong Movement)

Fig.7 Plan of free-air gravity anomaly of the East China Sea

Fig.8 Cenozoic geologic structure profile of the East China Sea

Fig.9 Curve of Bouguer gravity anomaly (Δg_B) and freeair (Δg_F) anomaly from the Yangtze River mouth to the Ryuktu Trench

Fig.10 Geophysical interpretation profile from the Changjiang River mouth to the Ryukyu Trench

Fig.11 Comprehensive interpretation profile from the Changjiang River mouth to the Ryukyu Trench

Fig.12 Diagram of terrane flow

Cenozoic Sequence of the East China Sea Shelf Basin and the Sedimentary Features

The East China Sea Shelf Basin and its sedimentary features are studied according to logging, stratigraphic and pateontologic data which are obtained from 18 wells in the East China Sea.

In the East China Sea Shelf Basin develops Cenozoic sediment which is of great thickness, including Palaeocene Shimentan Formation, Lingfeng Formation and Mingyuefeng Formation, Eocene Oujiang Formation, Bajiaoting Formation and Pinghu Formation; Oligocene Huagang Formation; Miocene Liulang Formation, Yuquan Formation and Longjing Formation; Pliocene Santan Formation and Quaternary Donghai Group. As controlled by Cenozoic tectonic movements, the East China Sea Shelf Basin underwent three evolutionary stages from Palaeocene to Quaternary, namely, marine-continental-marine. The Cenozoic in this area has a sedimentary feature that sould be described as "west-east zonation"and "north-south blocks".

Table 1 Stratigraphic correlation among Changjiang, Xihu and Oujiang Depressions in the East China Sea Shelf Basin

Continental Compositions and Basin Sequences of the Yangtze Area

The Yangtze Block in South China is a part of China protoplatform disrupted in Late Pre-Cambrian. There are two sets of metamorphic rocks considered as the basements of Palaeozoic basins in this block. One of them (-Pt1) is crystal rocks representing the initial stage of continental growth and the other(Pt2) is composed of thick flysch deposits which were folded in ensialic orogenesis surrounding the initial craton. The inhomogeneous compositions of the both sets of the basements played an important role in their tectonic ieheritance.

During the period of departure in sinistral motion and that of closure in dex-

tral, different subsidences took place on the block margins and the basin sequences developed. Since the time when the block was unevenly pulled apart in the north rift margin, the Qinling Ocean occurred and the passive marginal subsidence basins developed, then the expansion gradually decreased eastwards and the basins laterally turned into aulacogens. In the end of Early Paleozoic, the oceanic crust subducted northwards and the block collided with the North China Block. Subsequently, the peripheral foreland basins were formed and superimposed on the undeformed marginal basin along the south flank of the earlier orogen in the north Qinling. During the tectonic migration towards southwest from the end of Paleozoic to Early and Middle Triassic, the foreland basins were transformed into reworked aulacogens. Finally, basin sequences were inverted into thrust belts by underplating process under the control of thermal regime in upper mantle.

Similar sequence basin appears in the south margin of the block facing Panthalassa, but in different processes. As the passive rift margin developed persistently in the duration from Late Proterozoic to Paleozoic, the mild collisions took place between the block and collages and clippingly closed them from the end of Cambrian to Permian. Following the deformations of the marginal sediments caused by the collisions in polystages, the subsidence centre of foredeep on the margin migrated towards the craton from Late Ordovician to Silurian during the major accretion. In Late Paleozoic, new subsidences happened in the resultant block, and the cratonic depression ane the extensional rifting can be identified, especially in stable part of the block. The southwest block was getting along with extensional environment throughout the time of Paleozoic. The rifting and subsequent convergency would coincide with the spreading and the collision of the Tethys, respectivily.

Since Late Triassic, the Yangtze Block with its accreting collages was dominated by the intracontinental deformation under the control of the consumption of the Tethys and later generation of the Pacific. Basement decoupling and detachment overlapped the cratonic covers under the inducement of thermal regime and brought about various concentric folds in different levels, and therefore some basins such as compressive foredeep formed in front of the persistently thrusting nappe. Due to the collision of the Indian and Eurasian Plates, the expulsion induced by the slide-slip field promotes the continent to creep eastwards along pre-existing boundaries of the block. In such a case, the compression was strenghtened in the Sichuan Basin and pull-apart or simple shear basin occurred in the central Hubei and the north Jiangsu areas.

As mentioned above, the compositions and evolutions of the Yangtze Block and its relation with the peripheral collages could have controlled the geologic evolutions of marine areas, and also the juxtaposition and superimposition of the basins.

Fig.1 Composition of Yangtze Block and its accretion

Fig.2 Model of ensialic orogenesis

Fig.3 Sketch section for tectonostratigraphic combination in Qingbaikou system

Fig.4 Tectonic evolution of Yangtze—Qingling—North China area

Fig.5 Tectonic evolution in the south margin of Yangtze Block

Fig.6 Cratonic depression and extensional rifting basin related to the spreading of the Tethys in South China continent

Fig.7 Structure profile of Jiangyou—Zhangzhou area

East Fujian Coastal Tectonic Zone

Reconstruction of the Mesozoic evolution of the east Fujian tectonic zone provides evidences for an extremely mobile development in the area. This reconstruction was accomplished by the analysis of ultrabasic-basic rocks, tectonic deformation, metamorphism, isotopic data and plutonism in the east Fujian tectonic zone and also by the comparison between Mesozoic lithostratigraphy of west Taiwan and that of Fujian. The result shows that the study area evolved through three tectonic episodes in Mesozoic: (1) shearing of the NNE-trending sinistral wrench faults in Jurassic, (2) subduction process along the former sinistral wrench faults in west Taiwan Strait during Aptian-Albian period, (3) a repeated thermal event in the east Fujian tectonic zone due to the subduction along Tailuge and Yuli metamorphic zones in Taiwan Island around 85 Ma B.P.

Fig.1 Chemical composition diagrams for 18 samples from Changji ultrabasic rock

Fig.2 Cross section of line B-B′ of Changji ultrabasic rock

Fig.3 Rb-Sr whole-rock isochrone of core from hole ZK302 in Taohuashan basic rock, Quanzhou

Fig.4 Frequency diagram of the radiometric ages of the rocks in the east Fujian tectonic zone

Fig.5 Schematic cross section to show Mesozoic evolution of east Fujian—Taiwan area

Jiangshan-Shaoxing Fault Zone

Basides the studies of stratigraphy, petrology and structure of the Jiangshan-Shaoxing Fault Zone, recently the $^{40}Ar/^{39}Ar$ fast-neutron activation increment heating technique is specially used to obtain the age data which will enable us to illustrate the origin, development and structures of the fault zone. Based on the above data, we have learnt that this fault zone represented a composite juncture of terra-

nes in late Jinningian period(ca. 840 Ma B.P.). Its southwest and northeast sections show that they have the natures of a ductile shear zone and a collision zone respectively. Later, a large nappe movement occurred along the fault zone during Indosinian—Yanshanian period. Tectonic evolutions of the terranes located in both sides of the fault zone from Jinningian to Caledonian periods have also been discussed.

Juncture of North China and Yangtze Blocks, to the East of the Tancheng-Lujiang Fault Zone

Through a comprehensive geologic and geophysic study of Qingdao-Wulian Fault Zone, the author concluded that the Qingdao-Wulian Fault Zone is a thrust which formed the surface boundary between the Sino-Korea and the Yangtze Blocks, east of the Tanchemg-Lujiang Fault Zone. The major evidences supporting this conclusion are as follows:

(1) The Qingdao-Wulian Fault Zone is a metamorphic belt of high temperature and high pressure.

(2) A great geophysic gradient exists along the Qingdao-Wulian Fault Zone that separates the two blocks distinct in geologic and geophysic features.

(3) Along the Qingdao-Wulian Fault Zone, we found a huge ductile shear belt, which is the deep phase of the thrust.

(4) On the Jiaonan Rise, to the south of the fault zone, we found a thick cuneate S-type granite mass beneath the rise through magnetic inversion.

(5) The Jiaolai Depression, to the north of the fault zone, is a molasse foredeep formed by the northward pressing of Jiaonan Rise thrust.

Above all, the parts, east of the Tancheng-Lujiang Fault Zone, of the Sino-Korea and the Yangtze Blocks were connected due to the basement decoupling. During the Indosinian Movement, accompanying the great left-lateral strike-slip movement of the Tancheng-Lujiang Fault, the Yangtze Block underwent basement decoupling and the north part of it obducted onto the Sino-Korea Block. The intense ductile shearing caused the crust to remelt and form the granite mass beneath the Jiaonan Rise. The Qingdao-Wulian Fault Zone is just right the front belt of the thrust.

PART V BASLNS AND MLNERAL RESOURCES

Development Characteristics and Hydrocarbon Prospect of Cenozoic Basins

Neo-global tectonic movement created a tectonic pattern that made this sea and land region divided into three parts (East Asian continent, East Asian continental margin and the Philippine Sea).In the meantime, many Cenozoic basins were formed in the east part and in the margin of East Asian continent. These basins are of eleven types according to geotectonic location, stress field character, basin origin, tectonic evolution, and sedimentary cycle and formation, and distributed in four geolgical areas: forearc basin, foreland basin, backarc basin, interarc basin and epicontinental rifting subsidence basin in the active continental margin; epicontinental extension rifting basin, pull-apart continental basin, and shear-tensile basin in the passive continental margin; intracontinental fault downwarp basin and intracontinental fault subsidence basin in the continental craton; and abyssal accumulational basin in the small oceanic basin. Basins of each type have their own similar development characteristics and petroleum-bearing properties.

The intracontinental fault downwarp and subsidence basins in the craton, lie in the east part of East Asian continent and came into being during the early time of Tertiary. They are mainly composed of terrestrial deposits in which normal faults well develop. The introcontinental fault downwarp basin has two layers in geological structure. The Palaeogene layer consists of dustpan-shaped and grabentype sags isolated from each other, and serves as the main oil-and gas-generating layer petroleum exploration is aimed at. The Neogene layer is a unified downwap and generally covers the oil and gas. This kind of basin is broad in scale, often with several oil-producing sags and rich in petroleumresources. The intracontinental fault subsidence

basin is genererlly narrow and controlled by faults, and mainly Palaeogene sediments are found to develop there. Most of basins of this type, except a few ones, have a poor oil prospect due to the dominant red sediments.

The epicontinental extension rifting basin, distributed in the north part of the South China Sea, has some similarity to the intracontinental fault downwarp basin in the geologic structure (two layers). Its Palaeogene terrestrial deposits are the main source layer of oil and gas, and its Neogene consists of very thick marine deposits, of which marine sandstone and reef limestone make up significant reservior beds, and marine mudstcne also can produce oil and gas in some way. Tnerefore, this kind of basin has a great prospect of petroleum in the region.

The epicontinental rifting subsidence basin, located in the East China Sea shelf, is similar to the epicontinental extension rifting basin. Because it lies in active continental margin, it is obviously controlled by lateral compression in later time and thus folds and thrusts better develop than in the extension rifting basin. This basin is characterized by many large tectonic traps and has good hydrocarbon prospect.

The pull-apart continental basin is located on the south side of the South China Sea Basin. Its Palaeogene deposits may have similar petroleum-bearing characters to Sanshui Basin in South China, and in the Neogene, carbonate rocks may provide source and reservoir conditions.

The shear-tensile basin, mainly distributed in the west of the South China Sea. It extends along the regional strike-slip faults and mostly takes a long and narrow shape. This kind of basin, with simple and nondivision structure, is dominantly composed of thick neritic detrital deposits since Oligocene. In the basin, exist high geothermal gradient and well-developed folds and faults. Oil prospect is found good and natural gas rich.

Foreland basin, usually found in the south of the South China Sea, northwest of Kalimandan and in the west of Taiwan, began to form in the early time of Tertiary, or in Oligocene. It had an obviously asymmetric nature. Close to the orogenic belt, littoral and neritic detrital deposits in huge thickness have supplied abundant materials, and compressive folds and thrust faults can be seen well-developed. Near the oraton, however, deposits become thinning and carbonate rocks are often discoverd. Folds look gentle and normal faults dominate. Generally geothermal gradient is high and there is a very good prospect for natural gas exploration.

Cenozoic basins related to subduction are mainly located in the trench-arc system of Japan Islands-Ryukyu Islands-Philippine Islands. They consist of forearc basin, backarc basin and interarc basin generally formed since Neogene and characterized by shor-period development. small dimensions, abundant volcanic rock and pyroclastic rock. Therefore, large oil or gas field is usually lacking in these basins.

Comparatively speaking, the baokarc basin had a relatively higher geothermal gradient and a better hydrocarbon prospect. Hitherto, several oil and gas fields have been found in some of the backarc basins. Generally, there are not good oil-producing conditions in interarc basins. Most of forearc basins show a low geothermal gradient and poor oilproducing conditions.

An exception is the Brunei-Sabah Basin, where hugely thick marine detrital deposits without volcanic materials made up for deficiency of lower geothermal gradient, and has made it become a forearc basin having abundant petroleum resources.

Abyssal accumulational basina lies along the sides of the Central Basin of the South China Sea. Due to the small thickness and poorly-developed structure, Cenozoic depotits have given a very poor prospet of oil and gas.

Cenozoic basins worth petroleum explorations are lacking in the west Philippine Sea area, because Cenozoic deposits are generally thin there.

Fig.1 Distribution of Cenozoic basins
Fig.2 Cross section of Brunei-Sabah Basin
Fig.3 Corss section of Zengmu Basin
Fig.4 Cross section of Bohai Bay Basin
Fig.5 Cross section of Zhujiang River Mouth Basin
Fig.6 Cross section of East China Sea Shelf Basin
Fig.7 Cross section of Okinawa Trough Basin
Fig.8 Cross section of Cagayan Basin
Table 1 Scales of Cenozoic basins in China seas
Table 2 Classification of Cenozoic basins in China seas and adjacent regions
Table 3 Geothermal gradients of Cenozoic basins
Table 4 Oil-and gas-production time and lithologic distribution of China seas and adjacent regions

Distribution of Humic Gas in Cenozoic Basins of China Sea Areas

Along with "Pangea A" break-up and the three subsequent tectonic movements, continental margin basins and coastal coal-accumulating belts were formed in China sea areas. They have gradually developed to become Cenozoic coal-and hydrocarbon-bearing basins, and come into being major areas for humic gas production. Fluvio-lacustrine and littoral swamp coal measures, respectively formed during the fault subsidence and downwarp stages, are source rocks of the humic gas. Such gas occurs mainly in East China Sea, and Yinggehai, Zengmu, Zhujiang River Mouth and Southwest Taiwan Basins. The Tertiary is rich in humic gas resources.

A number of gas fields have been discovered. This indicates that there would be a great prospect for offshore gas exploration.

Fig.1 Distribution of humic gas in China offshore Cenozoic sedimentary basins

Ceologic Features and Controlling Factors of Hydrocarbon Distribution in Cenozoic Basins of the South China Sea

According to formation and evolution history of the South China Sea, Cenozoic basins in the sea can be divided into five types, namely, divergent, shearing, convergent, gravity sinking and complex basins. The paper gives a detailed analysis of geologic features of each basin type, and points out that different basin types have obvious controls over hydrocarbon generation and distribution. For example, subsiding scale, sedimentation rate, source rock type, thermal evolution, sedimentary cycle and facies, trap type, migration and accumulation etc., are all controlled by basin types to some degree.

Fig.1 Sketch map of original types of Cenozoic basins in the South China Sea

Fig.2 Distribution of Cenozoic basins in the South China Sea

Table 1 Thickness changes of Cenozoic structural layers on the north continental margin of the South China Sea

Table 2 Statistical table of oil and gas fields (oil-and gas-bearing structures) of Cenozoic basins in the South China Sea

Petroleum Geologic Conditions and Oil-Gas Prospects of the East China Sea

Based on the analysis of the geologic setting which controls oil and gas generation, and on the reservoir, cover and their assemblage conditions, and also on local structures and oil and gas pool types, the author is sure that the East China Sea Shelf Basin has already had enough conditions to be a great oil and gas field. Furthermore, the author also considers that the basin is the favourable tectonic unit in the East China Sea for oil and gas exploration. Within the basin, Zhedong Sag and Taibei Sag are the best sub-tectonic units.

Considering both petroleum geology and economic conditions, the author divides Zhedong Sag and Taibei Sag into 5 different prospect levels, among them the western south and central parts of Xihu Depression, the whole Oujiang Depression, the south part of Minjiang Depression, and the center of Jilong Depression are in the first prospect level in the best tectonic unit mentioned above.

Fig. 1 Oil and gas prospects of the East China Sea

Distribution Law of Marine Placer Deposits

The study area is very rich in marine placer deposits, and more than 20 species have been found in it. According to the geotectonic location, basement formation, lithofacies and palaeogeographic environment, this area can be divided into three major mineralization belts; (1) China north shelf belt of placer gold and diamond deposits; (2) South China—Indo-China shelf belt of placer cassiterite, rare mineral and rare earth deposits; (3) West Pacific Island Arc belt of iron sand and placer gold deposits. According to mineralization conditions and distribution of the placer deposits, each mineralization belt can be subdivided into several ore-finding districts. There are four such districts in China north shelf belt, namely, diamond district in Changxing Island (in Liaodong peninsula)-Laizhou Bay (in Shandong peninsula), placer gold district in the South Yellow Sea area, placer gold in Laizhou Bay-Weihai area and heavy mineral placer deposits in the South Yellow Sea. Five ore-finding districts are in South China—Indo-China shelf belt, i. e., marine placer heavy mineral district in Minnan (south Fujian)—Yuedong (east Guangdong) area, marine placer cassiterite deposits in Lufeng—Yangjiang area of central Guangdong Province, rare mineral and rare earth deposits in Yuexi (west Guangdong), Guidong (east Guangxi) and Hainan area, placer quartz deposits in Minnan (south Fujian)—Yuedong (east Guangdong) coastal area, and placer quartz deposits in Guidong (east Guangxi)—Qiongxi (west Hainan) coastal area. West Taiwan coastal area for placer heavy mineral deposits is subjected to West Pacific Island Arc belt.

Fig. 1 Distribution of marine placer deposits in China seas and adjacent sea areas